

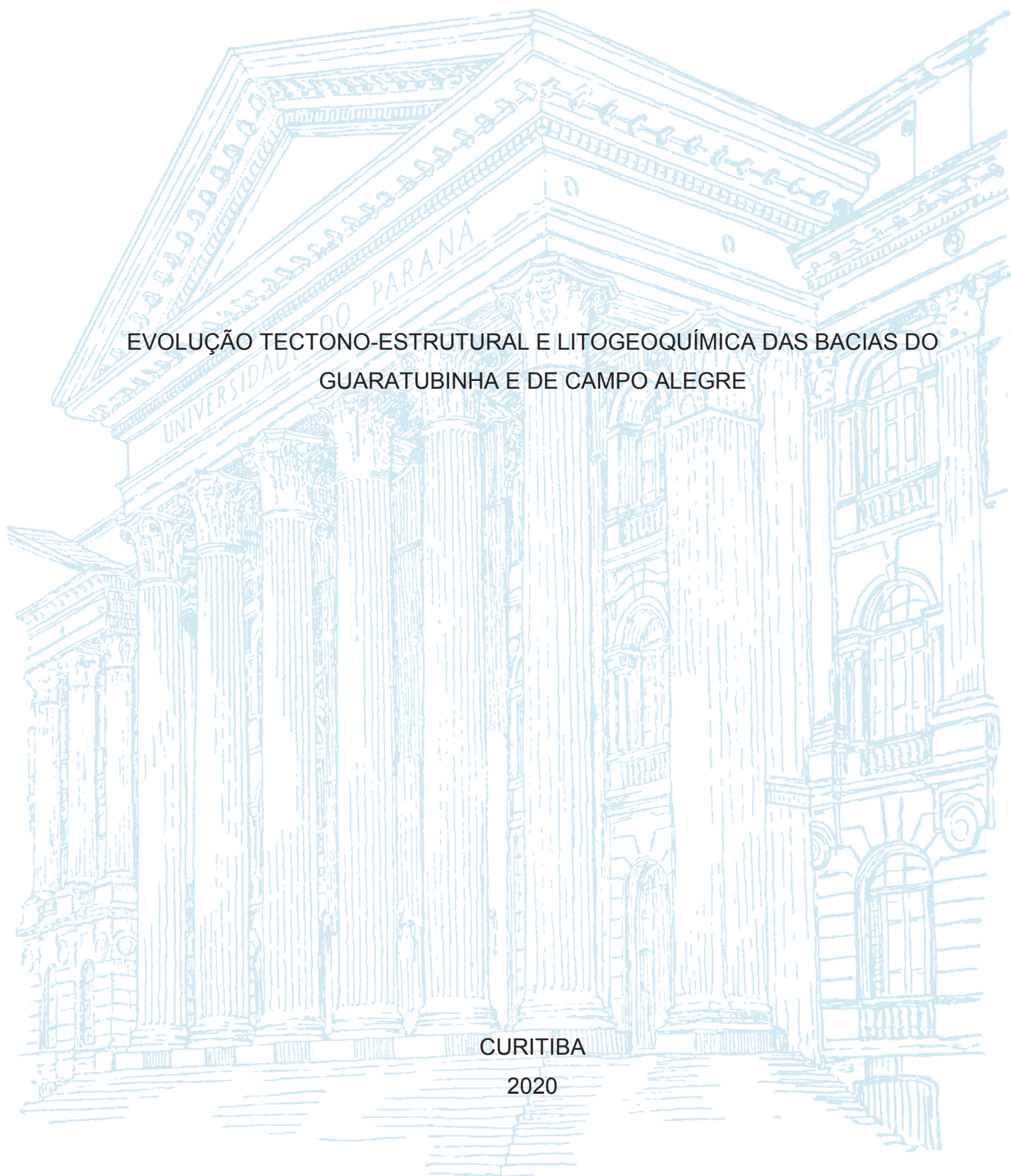
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

RENATA RIBAS ZANELLA

EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRUTURAL E LITOGEOQUÍMICA DAS BACIAS DO
GUARATUBINHA E DE CAMPO ALEGRE

CURITIBA

2020



RENATA RIBAS ZANELLA

EVOLUÇÃO TECTONO- ESTRUTURAL E LITOGEOQUÍMICA DAS BACIAS
GUARATUBINHA E CAMPO ALEGRE

Tese apresentada como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia, no Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof^a. Dr^a. Barbara Trzaskos
Co-orientadores: Prof. Dr. Luís Gustavo de Castro
Prof^a. Dr^a. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos

CURITIBA

2020

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

Z28e

Zanella, Renata Ribas

Evolução tectono-estrutural e litogeoquímica das bacias Guaratubinha e Campo Alegre [recurso eletrônico] / Renata Ribas Zanella. – Curitiba, 2020.

Tese - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2020.

Orientador: Barbara Trzaskos – Coorientador: Luís Gustavo de Castro -
Coorientador: Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos

1. Bacias (geologia). 2. Bacias sedimentais. 3. Modelagem gravimétrica. 4. Geologia estratigráfica. I. Universidade Federal do Paraná. II. Trzaskos, Barbara. III. Castro, Luís Gustavo de. IV. Vasconcellos, Eleonora Maria Gouvêa. V. Título.

CDD: 551.7

Bibliotecário: Elias Barbosa da Silva CRB-9/1894



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA -
40001016028P5

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **RENATA RIBAS ZANELLA** intitulada: **EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRUTURAL E LITOGEOQUÍMICA DAS BACIAS GUARATUBINHA E CAMPO ALEGRE**, sob orientação da Profa. Dra. BÁRBARA TRZASKOS, que após terem inquirido a aluna e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 30 de Março de 2020.

Assinatura Eletrônica
07/04/2020 16:19:21.0
BÁRBARA TRZASKOS
Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica
13/04/2020 17:03:32.0
BRENO LEITAO WAICHEL
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA)

Assinatura Eletrônica
07/04/2020 18:25:25.0
FABIO BRAZ MACHADO
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica
08/04/2020 19:54:45.0
LEONARDO FADEL CURY
Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica
08/04/2020 13:06:55.0
ALESSANDRA DE BARROS E SILVA BONGIOLO
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Dedico esta tese aos meus pais,
Mari e Amauri,
pelo suporte incondicional
dado a todas as minhas escolhas.

Dedico também aos
companheiros cientistas,
que seguem buscando respostas
e encontrando novas perguntas.

AGRADECIMENTOS

Cada pessoa com quem conversei nestes quatro anos contribuiu imensamente para o desenvolvimento desta tese e não seria justo de minha parte não dar o devido reconhecimento. Mas é muito difícil colocar no papel o quanto sou grata por todo apoio que tive durante essa etapa da minha vida – pessoal e profissional. Sinto que infelizmente nomes deixaram de ser mencionados aqui, apesar das inúmeras revisões e edições que esse excerto teve até a sua versão final. Antecipo, então, um pedido de desculpas neste texto que mescla agradecimento e despedida.

Agradeço ao meu melhor amigo e companheiro, Fábio Berton, por constantemente me lembrar da geóloga que sou e por acreditar em mim quando eu mesma duvidei. Por me acompanhar nos altos e baixos de nossas escolhas. Por sentar no sofá ou caminhar pelas ruas e me ouvir divagar sobre tudo e sobre nada. Obrigada por sempre extrair meu mais sincero sorriso ao final do dia.

Agradeço especialmente as pessoas que mais sofreram com a ausência e falta de tempo impostos por esse caminho escolhido e cujo suporte foi essencial, meus pais Mari e Amauri. Obrigada por sempre abraçarem meu desejo de ser cientista, pela compreensão, pelo *paitrocínio* e pelas palavras de encorajamento quando precisei. Amo muito vocês. Estendo os agradecimentos à família que me acolheu como sua, os Berton.

Aos companheiros *Labapianos* agradeço pelas discussões, risadas, cumplicidade e acompanhamento em trabalhos de campo. Nossa convivência diária chegou ao fim e nossos caminhos nos espalharam pelo mundo, mas saibam que a amizade e o companheirismo são vitalícios. Minha casa estará sempre aberta a todos vocês.

Dedico um agradecimento especial à Família Pauli, de Campo Alegre (SC), cujo apoio aos trabalhos de campo foi imprescindível para a realização desta pesquisa. A acolhida de vocês foi sem igual e me marcou verdadeiramente. Tenho certeza que o futuro lhes reserva apenas maravilhas. *Danke für alles*.

Os quatro anos que se encontram resumidos nesse volume deixaram marcas profundas e também lindas lembranças. Chegando ao final percebi o quanto enriqueci durante essa jornada, graças à presença de muitas pessoas iluminadas em minha vida. Não consigo imaginar como teria sido sem os incontáveis cafés, almoços, cervejas, jantares, vinhos, dias e noites que compartilhei com os amigos. Uns conhecem o caminho das pedras melhor do que outros, mas cada um me deu força à sua maneira: Jessica "Dinda" França, Yolanda Freitas, Thais Mascote, Barbara Biasi, Rafael Beruski, William Peyerl, Lucas "Drag" Valore, Bruno "Farofa" Merss, Leonardo "Coxinha" Barão, Tiago "Pitu" Casseb, Breno Estrella, Fabiane Acordes, Thammy Mottin, Lara Neves, Talita "Aversa" Gantus, Jessica "Frida" Ferreira, Bruno Titon, Liliane Manzano, Amanda Hammerschmidt, Camila Silveira, Mayara Santana, Thailli Conte, Erika Kiemo, Danielle Schemiko, Aurora Machado e Lara Lange. Agradeço por me arrancarem sorrisos e secarem minhas lágrimas, por cada gesto de carinho, cada bronca e conselho. Vocês fizeram, fazem e continuarão a fazer a minha vida melhor. Eu amo cada um de vocês e seus descendentes - é, chegamos nessa fase da vida.

Agradeço aos meus orientadores pelos ensinamentos e pela contribuição a este volume. À minha orientadora, Barbara Trzaskos, agradeço pelo apoio dado durante a pesquisa, mas em especial pela paciência e empatia de sentar e me ouvir quando precisei.

Agradeço ao Luis Gustavo "BA" pela sensibilidade e por todo o incentivo. Agradeço também ao professor Anderson Costa da UERJ pelo tempo dedicado a discutir o mundo da litogeoquímica.

Encerro meu capítulo na Universidade Federal do Paraná (UFPR) com um agradecimento imenso. Entre graduação, mestrado e doutorado foram mais de dez anos dentro dos portões desta Universidade, lugar onde vivi muitas experiências enriquecedoras. Nesses corredores aprendi muito mais que Geologia, pois conheci outros mundos e outras realidades, e com isso espero ter me tornado não só uma boa profissional, mas um ser humano melhor.

Agradeço a todos os professores do Departamento de Geologia pelos anos de ensinamentos geológicos. Muitos de vocês foram além do que lhes era esperado e a dedicação de vocês não me passou despercebida. Agradeço especialmente aos professores com os quais tive mais contato, cujos ensinamentos ultrapassaram a Geologia e serão levados pra vida: Cristina Valle Pinto-Coelho, Fernando Vesely e Francisco Ferreira. Foi uma honra compartilhar o conhecimento de vocês. Que mais alunos sejam tocados pelas suas palavras e exemplos.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, ao Departamento de Geologia e ao Laboratório de Análise de Bacias (LABAP) agradeço pela infraestrutura ofertada para o desenvolvimento da pesquisa. Que as instituições e as pessoas que às dão vida não se permitam acomodar ou acovardar, para que os futuros cientistas encontrem um ambiente de trabalho ainda melhor e mais acolhedor. Não tenho como não registrar meu agradecimento especial ao grande Kazutoshi "Kazu" Matsugano, que facilitou a minha vida na pós ao longo desses seis anos.

Também agradeço ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) da UFPR, e à toda equipe, pelo apoio aos trabalhos de campo e análises realizadas, em especial ao coordenador Leonardo Cury e ao geólogo Guilherme "Zito" Fedalto. Ao Laboratório de Geodésia Aplicada a Engenharia e ao Laboratório de Topografia da UFPR agradeço pela colaboração com os equipamentos para o levantamento geofísico.

Por fim, agradeço ao governo brasileiro pela oportunidade de usufruir de instalações e profissionais de qualidade. Agradeço à Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pela liberação dos dados aerogeofísicos do "Projeto Paraná - Santa Catarina" para fins científicos. Agradeço também o apoio recebido da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) através da concessão de bolsa de Doutorado no período de Abril/2016 a Março/2018, e pelo financiamento parcial de trabalhos de campo e análises laboratoriais com recurso de projeto de pesquisa concedido pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

Foi um privilégio me formar profissional e cientista em uma Universidade pública de qualidade. Um dia também contribuirei para a qualificação de jovens profissionais, que veem no conhecimento e na ciência o caminho para um futuro melhor para a sociedade como um todo.

**"Ninguém ignora tudo. Ninguém sabe tudo.
Todos nós sabemos alguma coisa.
Todos nós ignoramos alguma coisa.
Por isso aprendemos sempre"**
(Paulo Freire)

**"Existem muitas hipóteses em ciência que estão erradas.
Isso é perfeitamente aceitável, elas são a abertura
para achar as que estão certas"**
(Carl Sagan)

"Todas as vitórias ocultam uma abdicação"
(Simone de Beauvoir)

RESUMO

São denominadas "bacias do estágio de transição" as bacias vulcanossedimentares sin- a pós- colisionais desenvolvidas durante o Ediacarano – Cambriano como resposta da crosta rasa às acomodações dos esforços finais do Ciclo Brasileiro / Pan-Africano para a estabilização dos terrenos geotectônicos. Tais bacias compartilham feições similares, como geometria alongada na direção nordeste, sucessão estratigráfica e bordas geralmente controladas por estruturas do embasamento. As bacias do Guaratubinha e de Campo Alegre, no Sistema Orogênico Ribeira Sul (sul do Brasil) são duas representantes deste conjunto de bacias que tem sua cogeneticidade debatida na literatura. A análise comparativa entre as duas bacias utilizando da integração geológico-geofísica, através de estudos estruturais suportados por dados aeromagnéticos, aerogamaespectométricos e modelagem gravimétrica 2D, ressalta as diferenças entre elas e permite contar duas histórias evolutivas independentes, ainda que cronocorrelatas. Os dados sugerem que contextos geológicos locais imprimiram diferenças significativas no que diz respeito ao padrão estrutural e tectônica formadora de cada bacia. Embora ambas apresentem história evolutiva com três eventos, estes são caracterizados por diferentes produtos em cada bacias. Após as fases finais de aglutinação do Supercontinente Gondwana o regime tectônico dominante na região passa a ser extensional. A Bacia do Guaratubinha teve sua nucleação associada à movimentação transcorrente dextral da Zona de Cisalhamento Guaricana e da Falha Mestre da Guaratubinha, de direção aproximada N30-45E, durante o Neoproterozoico (E_1). Na Bacia de Campo Alegre o padrão estrutural se mostra bem distinto, refletindo distinto campo de estresse durante a evolução tectônica. Com base em modelagem gravimétrica, análise estrutural dinâmica, relações hierárquicas de campo e dados de poços, a nucleação da bacia é aqui proposta como resultante de sistemas de falhas normais de direção N60W e N70E penecontemporâneos. O desenvolvimento destas falhas no Neoproterozoico (E_1) foi condicionado pela estruturação NW e NE pronunciada das foliações dos gnaisses e milonitos do Complexo Granulítico de Santa Catarina, embasamento das bacias. Os depósitos sedimentares basais da Formação Bateias foram controlados por estas falhas. Com base no fluxo observado nas rochas vulcânicas da Formação Campo Alegre, a bacia apresentava estabilidade tectônica durante o extravasamento das lavas básicas a ácidas. A análise litogeoquímica comparada das rochas vulcânicas das duas bacias ressalta suas diferenças. Foram identificados na Bacia do Guaratubinha dois magmas, um de composição básica a intermediária e outro ácido, sem relação genética. Enquanto na Bacia de Campo Alegre são reconhecidas duas tendências evolutivas, de magma básico a ácido. Uma formada por cristalização fracionada e outra por cristalização fracionada com assimilação. As diferenças entre as assinaturas geoquímicas das rochas das duas bacias apontam para evoluções independentes, com magmas provenientes de fontes distintas. O segundo evento tectônico registrado nas bacias (E_2) foi relacionado à movimentação das zonas de cisalhamento Palmital e Alexandra no Cambriano. Foram geradas em ambas as bacias falhas inversas e transcorrentes dextrais e sinistrais. Por fim, no Mesozóico, falhas transcorrentes e diques de diabásio, associados à abertura do Oceano Atlântico Sul, se desenvolvem nas duas bacias (E_3). Na Bacia de Campo Alegre este evento é caracterizado também pela reativação de falhas normais, especialmente as de direção média N70E, como inversas (E_3). Assim, apesar de instaladas no mesmo contexto geotectônico em escala regional, as bacias de Guaratubinha e Campo Alegre possuem características distintas que sugerem que foram nucleadas separadamente.

Palavras-chave: Ciclo Brasileiro/ Pan-Africano; bacias do estágio de transição; integração geológico-geofísica; modelagem gravimétrica de bacia; evolução estrutural comparada de bacia.

ABSTRACT

The so-called South-American Platform transitional-stage basins record the crust final stabilization processes during Ediacaran-Cambrian by the end of the collisions of the Brazilian/Pan-African Cycle. These basins commonly feature northeast elongated geometry, faulted borders controlled by basement structures, similar infilling pattern and contemporaneous volcanic processes. The Guaratubinha and Campo Alegre basins, in the Ribeira Sul Orogenic System (southern Brazil) are two representatives of this set of basins that have their cogeneticity discussed in the literature based on these similarities and their geographical proximity. However, comparative analysis using geological-geophysical integration highlighted the differences between them and allowed the identification of two independent but chronocorrelated evolutionary stories. Local geological contexts have produced significant differences with respect to each basin nucleating tectonics and structural pattern. Although both basins have an evolutionary history with three events, those events are characterized by different products at each basin. After the final phases of Gondwana agglutination, the dominant tectonic ambiance becomes associated with a extensional regime. This configuration enabled the Guaratubinha Basin nucleation associated with dextral transcurrent movement of the Guaricana Shear Zone and the Guaratubinha Master Fault, of approximate direction N30-45E, during the Neoproterozoic (E₁). Nevertheless, based on gravimetric modeling, dynamic structural analysis, hierarchical field relations and well data, the Campo Alegre Basin nucleation is proposed as a result of penecontemporary N60W and N70E normal fault systems, rift associated. The basal sedimentary deposits of the Bateias Formation were controlled by these faults, but the magmatic flow of volcanic rocks indicates that the basin had tectonic stability during the extravasations of basic to acid lavas. The comparative lithogeochemical analysis of the two basins volcanic rocks highlights their differences. Two magmas were identified in the Guaratubinha Basin, one with basic to intermediate composition and other acid, with no genetic relationship between them. In the Campo Alegre Basin, two evolutionary trends are recognized, from basic magma to acid. One formed by fractional crystallization and the other by fractional crystallization with assimilation. The differences between the geochemical signatures of two basins volcanic rocks point to independent evolutions, with magmas from different sources. The second tectonic event recorded in the basins was related to the movement of the Palmital and Alexandra shear zones. Thrust faults dextral and sinistral strike-slip faults were generated in both basins (E₂). Finally, in the Mesozoic, transcurrent faults and diabase dikes, associated with the opening of the South Atlantic Ocean, develop in both basins (E₃). In the Campo Alegre Basin, this event is also characterized by the reactivation of normal faults, especially those of medium direction N70E, as inverse (E₃). Thus, despite being installed under the same geotectonic context on a regional scale, the Guaratubinha and Campo Alegre basins have distinctive characteristics that suggest that they were nucleated separately.

Key-words: Brasiliano/ Pan-African orogeny; South-American Platform transitional-stage basins; Geophysical-geological integration; basin gravimetric modeling; basin structural evolution compared

SUMÁRIO

CAPÍTULO I

1. INTRODUÇÃO	12
1.1. Estrutura da Tese	13
1.2. Localização da área de estudo	13
1.3. Contexto Geológico	14
1.3.1. Bacia do Guaratubinha	19
1.3.2. Bacia de Campo Alegre	23
1.4. Problema, Justificativa e Objetivos	27
1.5. Materiais e Métodos	28
1.5.1. Revisão bibliográfica	29
1.5.2. Aerogeofísica - Gamaespectrometria e Magnetometria	29
1.5.3. Geofísica terrestre – Modelagem gravimétrica	30
1.5.4. Trabalhos de campo	32
1.5.5. Análise estrutural	32
1.5.6. Análise estratigráfica	32
1.5.7. Análise litogeoquímica	33

CAPÍTULO II

2. ARTIGO 1 "GEOPHYSICAL-STRUCTURAL FRAMEWORK OF CAMPO ALEGRE BASIN (SANTA CATARINA STATE, SOUTH BRAZIL)"	34
2.1. Introduction	34
2.2. Geological Context	34
2.3. Methods	38
2.3.1. Aerogeophysics – Gamma-ray spectrometry and Magnetometry	38
2.3.2. Gravimetric modeling	39
2.3.3. Structural outline	40
2.4. Results	40
2.4.1. Aerogeophysical framework	41
2.4.2. Gravity model	45
2.4.3. Structural field data outline	47
2.5. Discussion	51
2.6. Conclusion	57

CAPÍTULO III

ARTIGO 2 "THE INFLUENCE OF BASEMENT STRUCTURAL INHERITANCE ON BASIN EVOLUTION: GUARATUBINHA AND CAMPO ALEGRE BASINS STUDY CASES (EDIACARAN-CAMBRIAN, SOUTHERN BRAZIL)"	58
3.1. Introduction	58
3.2. Tectonic settings	59
3.3. Transitional-stage basins	61
3.4. Methods	64
3.5. Results	65
3.5.1. Geophysical-structural framework.....	65
3.5.2. Structural patterns and evolutionary history comparison	68
3.5.3. Volcanic rocks litogeochemistry comparison.....	70
3.6. Discussion	75
3.6.1 Structural and depositional similarities and differences	75
3.6.2 Geochemical signatures	79
3.6.3 Tectonic evolution.....	80
3.7. Conclusions	83

CAPÍTULO IV

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS	84
5. REFERÊNCIAS	88
ANEXO I	97
ANEXO II	98
ANEXO III	99
ANEXO IV	100
ANEXO V	101
ANEXO VI	102

CAPÍTULO I

1. INTRODUÇÃO

O Ciclo Brasileiro/Pan-Africano corresponde a uma série de eventos tectônicos importantes e culminou na amalgamação do Gondwana Ocidental. As sobrepostas deformações brasileiras foram determinantes para a história geológica do Pré-cambriano sul brasileiro. Foram os processos finais de estabilização da crosta, após as colisões entre os Crátons São Francisco, Congo, Paranapanema e Rio de La Plata, durante o Neoproterozóico, que originaram diversas bacias sin- a pós-colisionais na porção sudoeste do Cinturão Ribeira, na região sul do Brasil (e.g. Bacia do Eleutério, Pico de Itapeva, Castro, Camarinha, Guaratubinha e Campo Alegre; Almeida *et al.*, 1981; Basei *et al.*, 1992; Siga Jr. *et al.*, 1995).

As bacias então desenvolvidas são denominadas "bacias do estágio de transição" (Almeida, 1969) e apresentam características similares como geometria alongada na direção nordeste, sucessão estratigráfica e bordas geralmente controladas por estruturas do embasamento (Teixeira, 2000). Reconhecer os processos envolvidos no desenvolvimento destas bacias é importante para o entendimento dos estágios finais da unificação do Gondwana e os eventos vulcânicos, sedimentares e tectônicos decorrentes deste processo.

A definição das bacias e suas estratigrafias foram inicialmente propostas pelos trabalhos da Comissão da Carta Geológica (Fuck *et al.*, 1967). Posteriormente foram estudadas em projetos específicos que buscaram informações sobre preenchimento, evolução e geocronologia de cada bacia de maneira isolada (e.g. Moro, 2000; Waichel, 1998; Citroni *et al.*, 2001; Canuto, 1998; Caraviello, 2015; Barão *et al.*, 2017).

Nos estados do Paraná e de Santa Catarina, destacam-se as bacias do Guaratubinha e de Campo Alegre, respectivamente, que são geograficamente próximas. Buscou-se identificar a tectônica formadora e deformadora da Bacia de Campo Alegre, propor uma história evolutiva e compará-la com a da Bacia do Guaratubinha. Além dos aspectos estruturais, o preenchimento vulcânico das bacias também foi comparado para discutir a possibilidade de cogeneticidade entre elas.

1.1. Estrutura da Tese

A tese está estruturada em 4 capítulos: o Capítulo I, introdutório, apresenta o problema a ser discutido e contextualiza o objeto de estudo. Os dois capítulos seguintes são compostos por resultados e discussões parciais apresentados no formato de artigos. O primeiro artigo, Capítulo II, apresenta análise conjunta das interpretações de lineamentos aeromagnéticos, dados coletados em trabalhos de campo, modelagem gravimétrica 2D da interface bacia-embasamento e subsequente controle estrutural da Bacia de Campo Alegre. Por discutir uma proposta da hierarquia dos eventos tectônicos registrados na Bacia de Campo Alegre através da integração entre os dados geofísicos e geológicos este artigo foi submetido ao *Journal of Applied Geophysics*.

O segundo artigo compõe o Capítulo III apresenta a análise comparativa entre a história evolutiva das duas bacias, Guaratubinha e Campo Alegre, analisando paleotensores das tectônicas formadora e deformadora, e as assinaturas litogeoquímicas das rochas vulcânicas. O Capítulo IV encerra a tese com a conclusão integrada sobre a cogeneticidade das bacias Guaratubinha e Campo Alegre com base nos resultados e discussões dos dois artigos derivados da pesquisa. A lista de Referências Bibliográficas apresentada integra todos os trabalhos citados ao longo deste volume, incluindo as citações encontradas nos dois artigos.

1.2. Localização da área de estudo

A área de interesse da pesquisa engloba as duas bacias e áreas adjacentes compostas pelos seus respectivos embasamentos. A Bacia do Guaratubinha localiza-se no Estado do Paraná, aproximadamente 30 km à sudeste do município de Curitiba, estendendo-se entre os municípios de São José dos Pinhais e Tijucas do Sul (Figura 1.1). Enquanto a Bacia de Campo Alegre localiza-se na região nordeste do Estado de Santa Catarina, próximo à divisa com o Estado do Paraná, a aproximadamente 120 km de Curitiba (Figura 1.1), no município de Campo Alegre, abrangendo também os municípios de Joinville e São Bento do Sul.

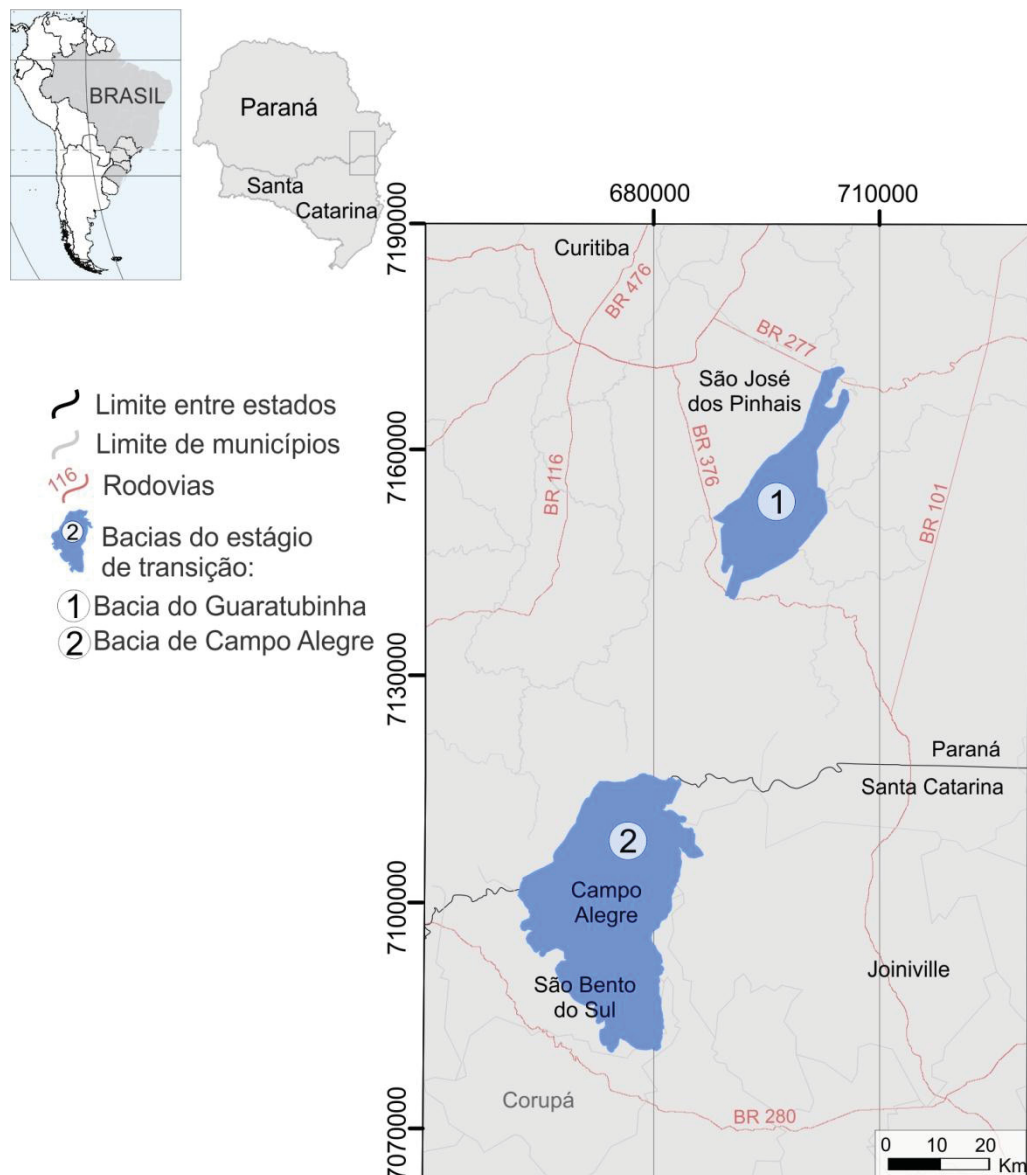


Figura 1.1: Localização das bacias do Guaratubinha e de Campo Alegre, no sudeste do Estado do Paraná e nordeste do Estado de Santa Catarina, respectivamente. Fonte: Toniolo & Souza (2015) e Barão (2016).

1.3. Contexto Geológico

As sucessivas subducções e colisões do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano regeram a evolução tectônica da Plataforma Sul-Americana durante a amalgamação do Gondwana Ocidental no Pré-cambriano (Figura 1.2A) (Cordani *et al.*, 1968; Cordani *et al.*, 1973, Almeida *et al.*, 1973; Almeida & Hasui, 1984). Este evento é debatido e estudado há décadas, culminando em importantes trabalhos sobre as deformações e os eventos de metamorfismo impostos sobre rochas paleoproterozoicas a arqueanas, além do grande volume de rochas graníticas que compõe conjuntamente a Província Mantiqueira (Figura 1.2B) (e.g. Basei, 1985; Basei *et al.*, 1992; Siga Jr., 1995; Prazeres Filho, 2005; Harara, 2001; Passarelli *et al.*, 2018).

Esta província exibe estruturação marcante principalmente na direção NE e é dividida em 3 cinturões de faixas móveis, também denominados de Sistemas Orogênicos: Araçuaí, Ribeira e Dom Feliciano. O Sistema Orogênico Ribeira é um cinturão alongado na direção NE, limitado ao norte pelo Cinturão Araçuaí, e estende-se para sudeste, pelos estados do Paraná e Santa Catarina, onde é recoberto pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Figura 1.2B) (Almeida *et al.*, 1981; Basei *et al.*, 1992; Heilbron *et al.*, 2004; Faleiros *et al.*, 2011; Hasui, 2012).

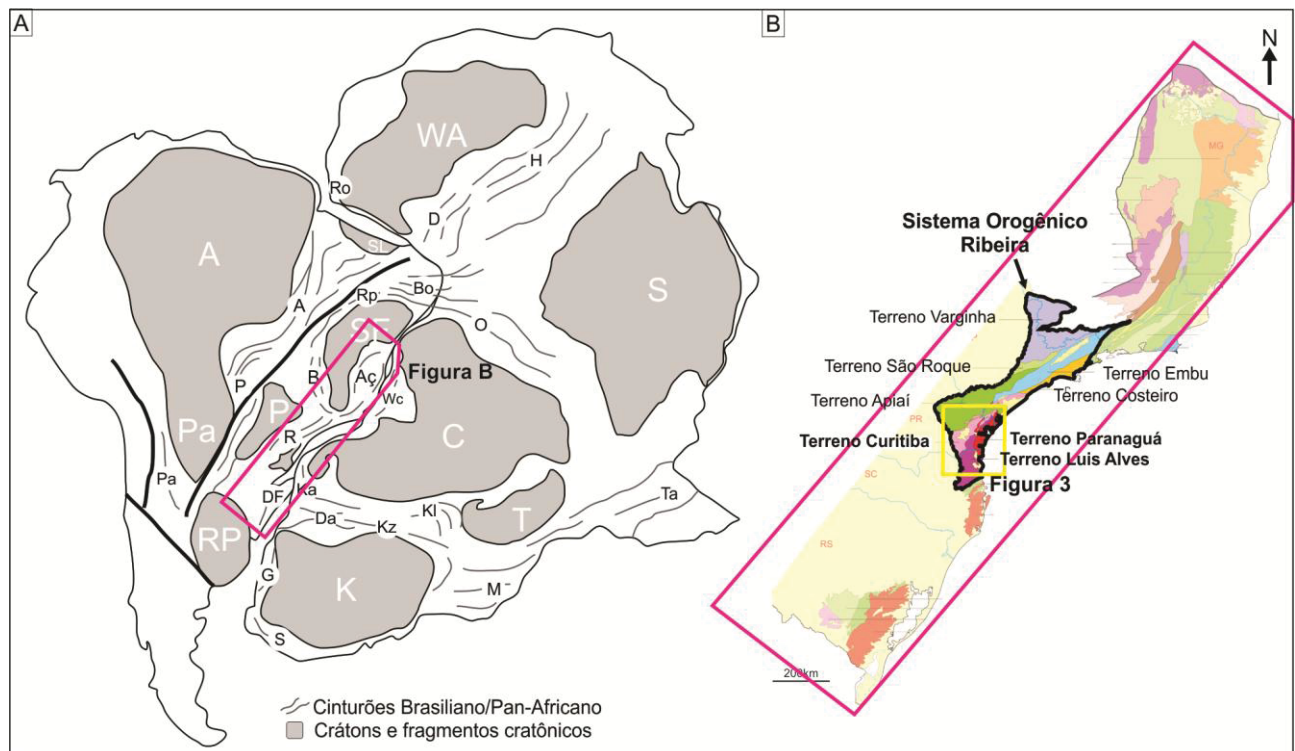


Figura 1.2: A) Reconstrução do continente Gondwana Ocidental, com destaque para a localização da Província Mantiqueira, mostrada em detalhe em B. Crátons em cinza: A. Amazônia; C. Congo; K. Kalahari; LA. Luis Alves; P. Paranapanema; SF. São Francisco; WA. West Africa. Cinturões Brasileiro/Pan-Africano: Bo. Borborema; Rp. Rio Preto; A. Araguaia; AÇ. Araçuaí; P. Paraguai; B. Brasília; R. Ribeira; DF; Dom Feliciano; Pa. Pampeano; H. Hoggar; D. Dahomey; Ro. Rockelides; O. Oubangides; Ta. Tanzania; WC. Congo Ocidental; Ka. Kaoko; Da. Damara; Kz. Katangan-Zambezi; Kl. Arco Katanga-Luillian; M. Moçambique; G. Gariep; S. Saldania. Modificada de Passarelli *et al.* (2018).; B) Divisões da Província Mantiqueira, com destaque para o Sistema Orogênico Ribeira e seus terrenos. Modificada de Hasui (2012).

Na porção centro-sul do Sistema Orogênico Ribeira são encontrados terrenos resultantes da colisão entre os crátons do São Francisco, Congo, Paranapanema e Kalahari. Durante os processos brasileiros desenvolveram-se sistemas de cavalgamento, com geração de lascas e *nappes*, imprimindo às rochas feições lenticularizadas e sigmoidais. O sistema de falhas transcorrentes destrais instalado após é o principal responsável pela estruturação atual observada no Sistema Orogênico Ribeira Sul (Basei *et al.*, 1992; Faleiros *et al.*, 2011; Hasui, 2012).

As acomodações finais dos esforços sobre a crosta mais rasa e a estabilização dos terrenos resultaram no desenvolvimento de inúmeras bacias sin- a pós- colisionais vulcanossedimentares durante o Ediacarano – Cambriano (Almeida *et al.*, 2010; Caraviello, 2015; Quiroz-Valle *et al.*, 2019). Tais bacias são denominadas "bacias do estágio de transição", sendo 13 reconhecidas na Plataforma Sul-Americana, desde o sul do estado de Minas Gerais (Brasil) ao sul do Uruguai (Figura 1.3; Teixeira *et al.*, 2004; Almeida *et al.*, 2010).

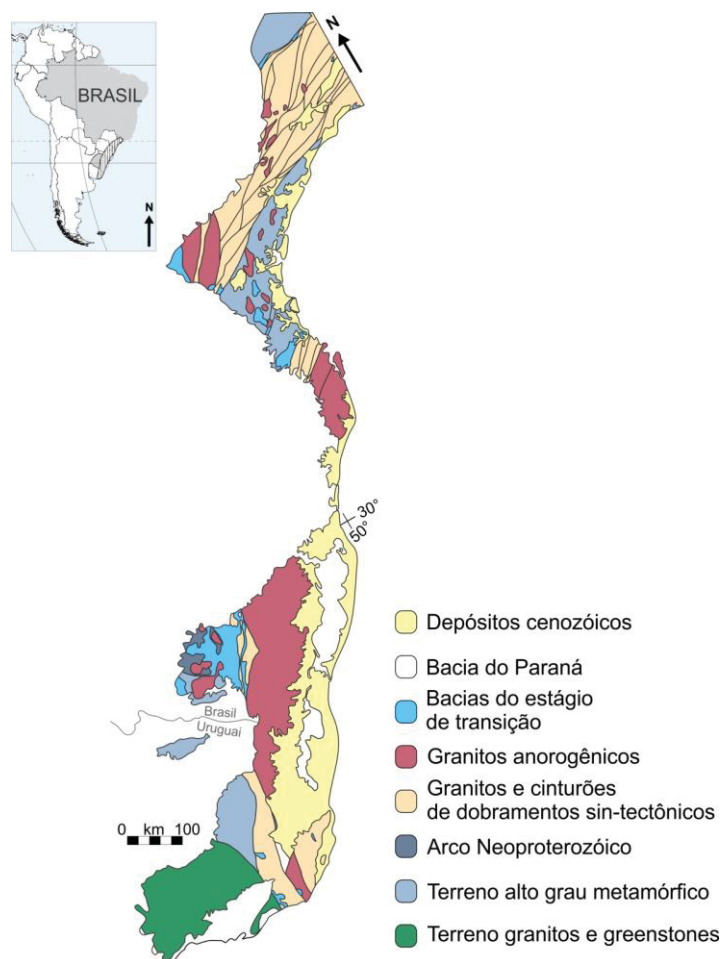


Figura 1.3: Mapa esquemático da Província Mantiqueira e da localização das bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana. Modificada de Almeida *et al.* (2010).

Na área de interesse de estudo, estes terrenos compõem atualmente três unidades geotectônicas individualizadas com base em suas distintas características litológicas, estruturais e isotópicas, denominadas de terrenos Curitiba, Luis Alves e Paranaguá. Os terrenos Luis Alves e Curitiba são representantes de crostas continentais aglutinadas após o fechamento do Oceano Adamastor. Como resultado do consumo desta crosta oceânica foi gerado o Arco Magmático Piên, por volta de 610 Ma, localizado entre os dois terrenos com mergulho para NW (Almeida *et al.* 1981; Basei *et al.*, 1992; Siga Jr. *et al.*, 1993; Harara, 1993; 2001). O Terreno Paranaguá é balizado a leste pela linha de costa do litoral sul-sudeste brasileiro, a sudeste pelo Terreno Luis Alves, através das zonas de cisalhamento

Palmital e Alexandra e a noroeste é limitado pelo Terreno Curitiba, justaposto pela zona de cisalhamento Piên-Tijucas (Basei *et al.*, 1990; Cury, 2009). Apresenta formato alongado segundo direção NS em sua porção austral e NE-SW na porção setentrional (Basei *et al.*, 1990). Consiste predominantemente em termos graníticos representados pelas suítes Morro Inglês, Rio do Poço e Canasvieiras-Estrela, encaixados em gnaisses gnaisses-migmatíticos do Complexo São Francisco do Sul e escassos metassedimentos denominados Sequência Rio das Cobras (Lopes & Lima, 1985; Lopes, 1987a,b; Cury, 2009).

As bacias do Guaratubinha e de Campo Alegre foram desenvolvidas sobre as rochas do Terreno Luis Alves, mais especificamente no Complexo Granulítico de Santa Catarina, adjacente ao Arco Magmático Piên (Figura 1.4) (Basei *et al.*, 1992, 1998a,b; Siga Jr. *et al.*, 1993; Heilbron *et al.*, 2004; Faleiros *et al.*, 2011; Harara, 2001).

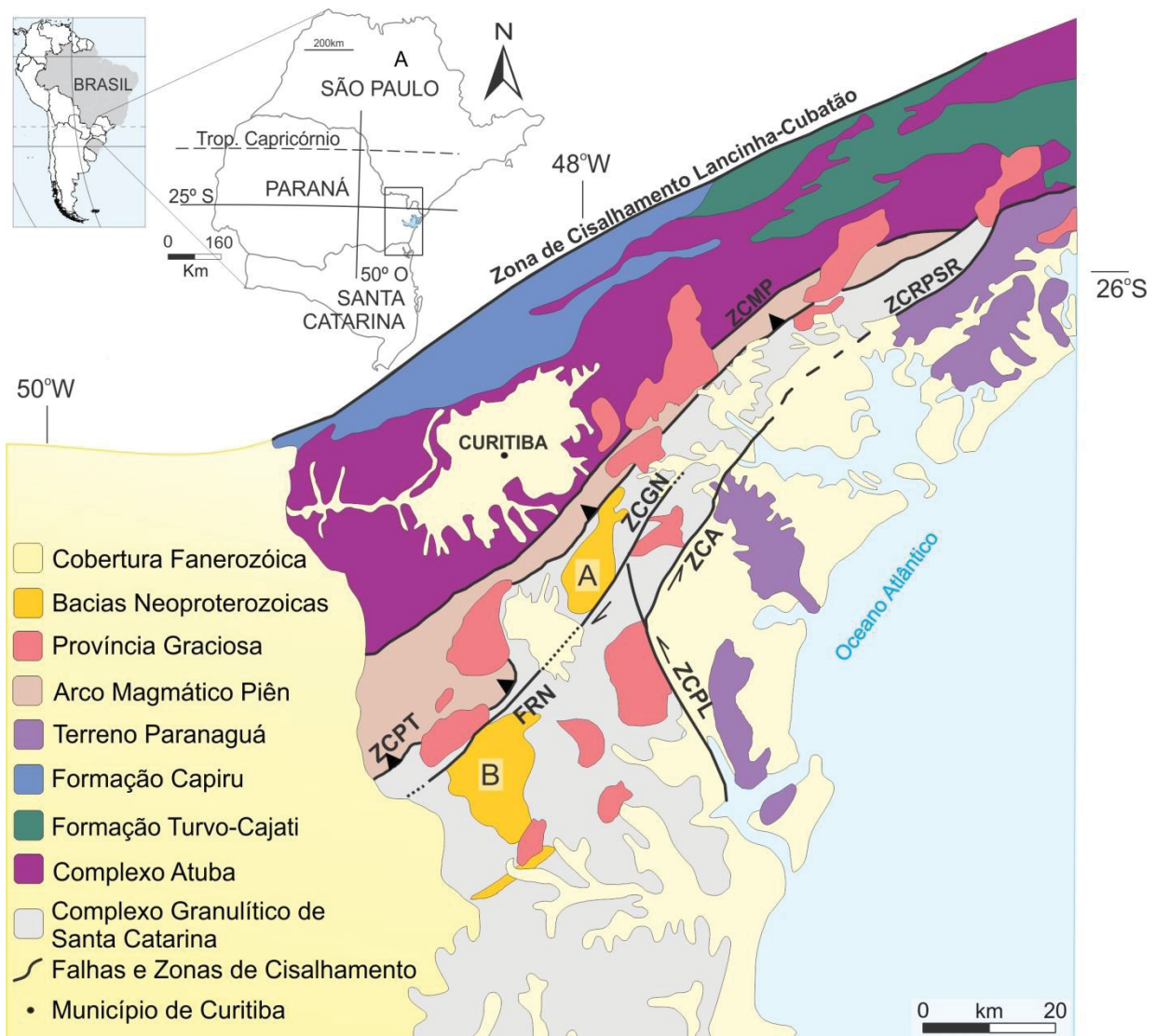


Figura 1.4: Mapa geológico simplificado da Faixa Ribeira Sul, com os terrenos Curitiba, Luis Alves e Paranaguá. Adaptada de Siga Jr. *et al.* (2011), Cury *et al.* (2008), Barão (2016) e Citroni (1998). A) Bacia do Guaratubinha; B) Bacia de Campo Alegre; ZCMP: Zona de Cisalhamento Mandirituba-Piraquara; ZCRPSR: Zona de Cisalhamento Rio Palmital-Serrinha; ZCPT: Zona de Cisalhamento Piên-Tijucas; ZCGN: Zona de

O Terreno Curitiba é composto pelo Complexo Atuba e sequências metassedimentares Capiru, Setuva e Turvo-Cajati, localizado ao sul da Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão, adjacente ao Terreno Apiaí. O Complexo Atuba é composto por gnaisses-migmatíticos e granitos do Paleoproterozoico (2,2 - 2,1 Ga), com segundo evento de migmatização neoproterozoico (620-600 Ma). Predominam gnaisses bandados, mas são frequentes as intercalações com anfibolitos, gnaisses granulíticos e xistos magnesianos (Siga Jr., 1995; Silva *et al.*, 1998).

A sobreposição do Complexo Atuba pela sequência Turvo-Cajati é compreendida como tardi-tectônica, relacionada à instalação das *nappes*, entre 590-575 Ma (Faleiros, 2008). O limite Sul deste terreno é balizado pela Zona de Cisalhamento Piên-Tijucas, que o coloca em contato com as rochas do Terreno Luis Alves (Basei *et al.*, 1997; Siga Jr., 1995).

O Terreno Luis Alves constitui faixa alongada de direção NE-SW com aproximadamente 6000 km² de exposição, limitado a noroeste pelo Terreno Curitiba, em contato por meio da Zona de Cisalhamento Piên-Tijucas e a leste pelas zonas de cisalhamento Palmital e Alexandra, colocando-o em contato com as rochas do Terreno Paranaguá (Figura 1.4). Ao Sul é recoberto pela Bacia de Itajaí (Hartmann *et al.*, 1979; Siga Jr., 1995; Basei *et al.*, 1998b; Cury, 2009).

É constituído por sucessão de rochas do Arqueano a Neoproterozoico, com predomínio de ortognaisses granulíticos, bandados a maciços, sendo observadas rochas ultramáficas como piroxenitos, metagabros, anfibolitos e xistos magnesianos, metamorfisados em médio a alto grau (Basei, 1985; Basei *et al.*, 1992, 1998b; Siga Jr. *et al.*, 1993; Harara, 2001; Harara *et al.*, 2004). Análises geocronológicas pelos métodos Rb/Sr em rocha total e U/Pb em cristais de zircão apontam para idades de formação arqueanas a paleoproterozoicas (2,7-2,5 Ga a 2,2-1,8 Ga) (Siga Jr. *et al.*, 1993; Siga Jr., 1995; Sato *et al.*, 2009). O Complexo Granulítico de Santa Catarina é composto por rochas de alto grau metamórfico, cujas idades K/Ar situam o resfriamento regional entre o Paleo e o Mesopaleozóico (Basei *et al.*, 1998b). O padrão estrutural é caracterizado por notável bandamento gnáissico, com tendência geral NW-SE, contudo, orientações segundo NE-SW são também reconhecidas. Tais orientações são produto da colisão e consequente subducção entre o Terreno Curitiba e o Terreno Luis Alves, originando o Arco Magmático Piên.

O Arco Magmático Piên ocorre como uma faixa alongada segundo direção NE-SW, limitada ao norte pelo Terreno Curitiba e ao sul pelo Terreno Luis Alves. Constitui importante complexo granítico cálcio-alcalino deformado, onde são individualizados granitos pré-colisionais (620-610 Ma) e tardi-colisionais (605-595 Ma) (Basei *et al.*, 1992; Machiavelli *et al.*, 1993; Siga Jr. *et al.*, 1993; Harara, 2001).

Após as fases finais de aglutinação do Supercontinente Gondwana o regime tectônico dominante passa a ser extensional, propiciando a geração do magmatismo anorogênico da Província Graciosa (Basei *et al.*, 1992; Siga Jr. *et al.*, 1993; Gualda & Vlach, 2007). A Província Graciosa é constituída por vários corpos ígneos alongados ou levemente circulares intrudidos nos terrenos Curitiba, Luis Alves e Paranaguá, e no Arco Magmático Piên. Engloba intrusões de álcali-feldspato granitos, álcali-feldspato sienitos, gabros, dioritos e monzodioritos de ambiente extensional pós-colisional, característico do final do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano (580 a 583 Ma; Vlach *et al.*, 2011). Estes corpos, embora associados a falhas transcorrentes de direção NE-SW, não apresentam deformação pervasiva e exibem estrutura predominantemente maciça, com texturas indicativas de colocação em níveis crustais raros (ca. 2 kbar; Gualda & Vlach, 2007). Completam a província ocorrências de rochas vulcânicas básicas e ácidas associadas a diversos plútons e às bacias do estágio de transição (Gualda & Vlach, 2007).

1.3.1. Bacia do Guaratubinha

A Bacia do Guaratubinha localiza-se entre grandes zonas de cisalhamento, importantes para a configuração atual da região, denominadas zonas de cisalhamento Piên-Tijucas, Palmital e Lineamento Mandirituba-Piraquara, constituindo estruturas neoproterozoicas de direção N20-45E (Siga Jr., 1995; Harara, 2001; Cury, 2009). A bacia apresenta formato alongado, romboédrico, sendo limitada a oeste pela Falha Mestre Guaratubinha e pela Zona de Cisalhamento Guaricana na borda nordeste, ambas subverticais e com direção NNE-SSW (Figura 1.5; Barão *et al.*, 2017).

Nesta bacia foram individualizadas três formações (Barão *et al.*, 2017), sendo a unidade basal denominada Formação Miringuava, constituída essencialmente por ortoconglomerados polimíticos com intercalações de arenitos e siltitos, estando as frações grossas restritas às bordas da bacia, depositadas diretamente sobre o embasamento metamórfico. Os conglomerados apresentam ocasionais imbricações de clastos subangulares a arredondados. Lentes de areia grossa intercaladas apresentam acamamento com mergulhos moderados para sudeste. Esta formação é sobreposta pelas rochas

vulcânicas intermediárias da Formação Vossoroca, composta principalmente por andesitos e riolacitos subordinados. Os termos andesíticos geralmente apresentam fluxo magmático definido pela orientação de fenocristais de plagioclásio, indicando mergulho do derrame para sudeste. Quando associado a grandes falhas ou zonas de cisalhamento o fluxo tende a ser vertical (Barão *et al.*, 2017).

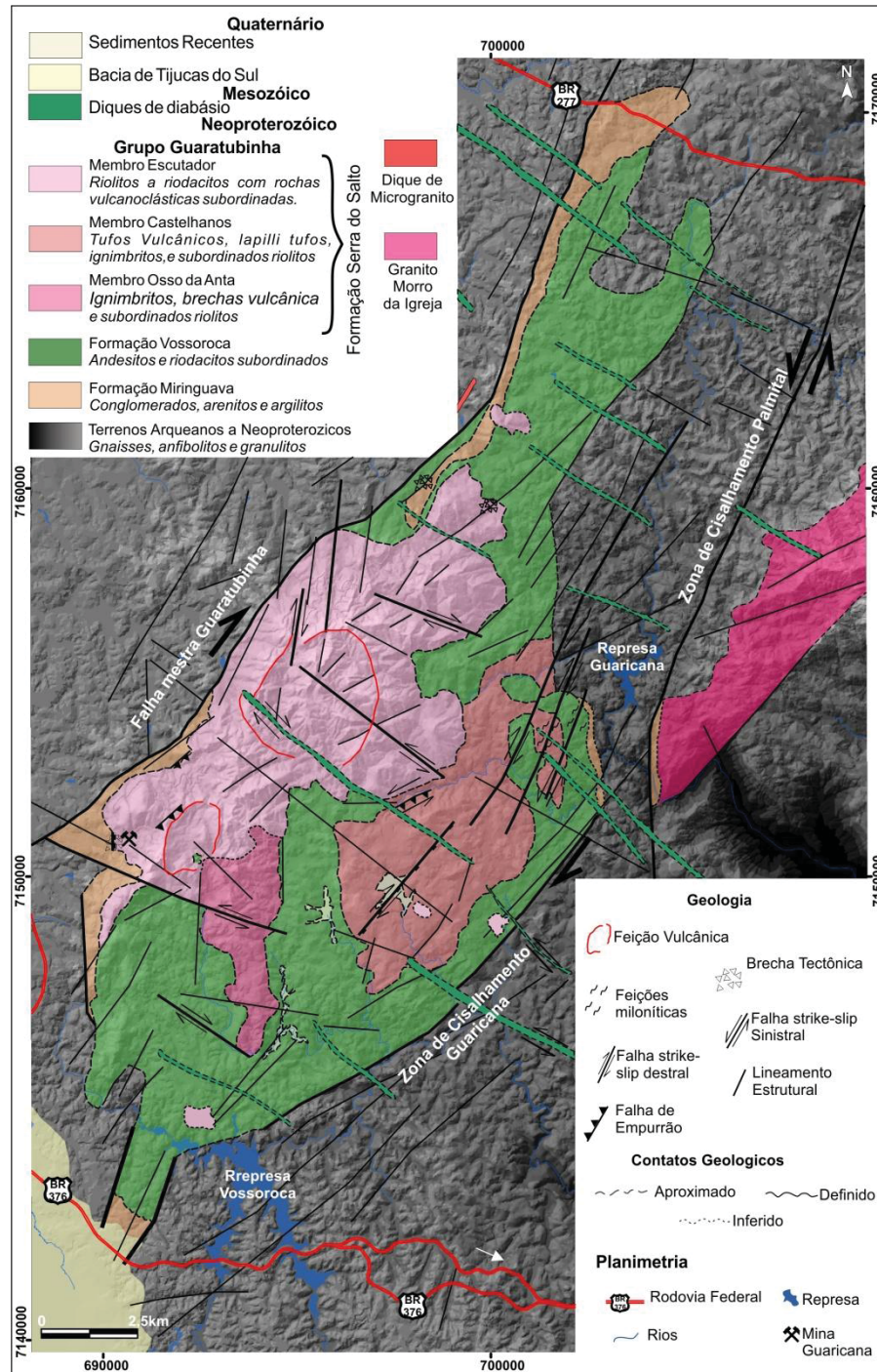


Figura 1.5: Mapa geológico da Bacia do Guaratubinha. Adaptada de Barão *et al.* (2017).

No topo da sequência foi descrita a associação de rochas vulcânicas ácidas (riolitos e riolacitos), rochas vulcanoclásticas (ignimbritos, tufos, lápili-tufos e brechas vulcânicas) e rochas epiclásticas da Formação Serra do Salto. Esta formação foi subdividida em três

membros de acordo com o predomínio de cada tipo litológico. As rochas vulcanoclásticas do Membro Osso da Anta são recobertas pelos riolitos do Membro Escutador, que por sua vez estão recobertos pelas rochas vulcanoclásticas e rochas epiclásticas do Membro Castelhanos (Figura 1.6) (Fuck *et al.*, 1967; Castro *et al.*, 1993; Reis Neto *et al.*, 2000; Teixeira *et al.*, 2004; Barão, 2016; Barão *et al.*, 2017).

A classificação geoquímica das rochas intermediárias indicou a presença de rochas como fono-tefrito, traqui-basalto, andesito basáltico, traqui-andesito basáltico, traqui-andesito e andesito, enquanto as ácidas são classificadas como riolito (Barbosa, 2018). São rochas de caráter geral subalcalino, com as intermediárias na série toleítica e as ácidas na série cálcio-alcalina (Barbosa, 2018).

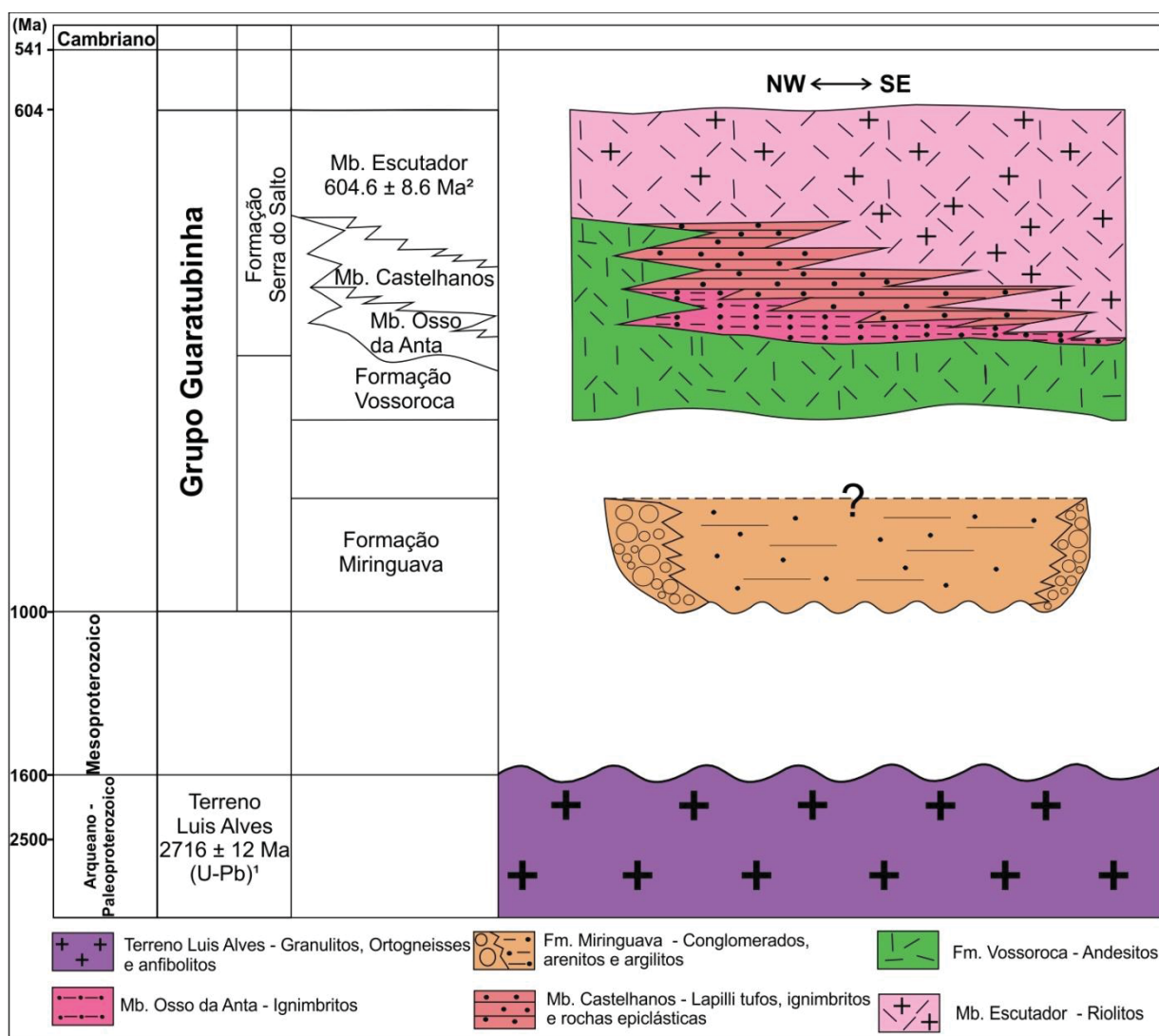


Figura 1.6: Carta estratigráfica da Bacia do Guaratubinha. Adaptada de Barão (2016).

Considerando a estratigrafia dos derrames de rochas intermediárias e ácidas, as últimas são encontradas recobrendo as intermediárias, geralmente em contato abrupto. Como localmente são observadas feições de magma *mingling* considera-se o período de extravasamento das lavas como penecontemporâneo (Barbosa, 2018). As assinaturas

litogeoquímicas dos termos vulcânicos constituintes da bacia apontam fontes diferentes para estes magmas, descartando a hipótese de evolução por fusão parcial a partir de única fonte (Barbosa, 2018).

Dados isotópicos mostram que os magmas apresentam evolução a partir de rochas paleoproterozoicas, porém evoluíram de maneira independente. No caso das rochas intermediárias é proposto que o magma parental tenha derivado do manto a 2,2 Ga e passado por processo de fusão parcial na crosta, originando então o magma intermediário. As rochas ácidas mostram evolução diferente, interpretada como de magma parental derivado do manto em torno de 2,15 Ga e que, eventualmente, passou por processo geológico capaz de fracionar a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, possivelmente fusão parcial. Os valores negativos de ϵ_{Nd} indicam que os magmas foram originados a profundidades crustais (Barbosa, 2018).

Siga Jr. (1995) realizou a datação das rochas vulcânicas ácidas da Bacia do Guaratubinha através do método $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ obtendo idade de 570 ± 10 Ma. Utilizando-se o método U-Pb em cristais de zircão derivados de riolitos, obteve-se a idade de 602 ± 11 Ma. A idade foi interpretada como a cristalização das rochas vulcânicas. A análise conjunta dos resultados permite restringir o intervalo entre 600 – 570 Ma para a formação dessas rochas, idades correlatas aos maciços graníticos alcalino-peralcalinos dos terrenos Luis Alves e Curitiba (Siga Jr., 1995). Em análise U-Pb em cristais de zircão de riolitos por método SHRIMP se obteve idade de $604,6 \pm 8,6$ Ma, tida como da cristalização dessas rochas (Siga Jr. *et al.*, 2000). A análise de zircão dos andesitos da bacia (U-Pb por LA-ICP-MS) resultou no período de 580 a 593 Ma para o vulcanismo intermediário principal (Barbosa, 2018).

Na história evolutiva de abertura, preenchimento e deformação da Bacia do Guaratubinha foram identificados e individualizados três eventos deformacionais (Figura 1.7) por meio da hierarquização dos sistemas de falhas e fases de deformação, com obtenção das direções de paleoesforços (Barão *et al.*, 2017). O primeiro evento (E_1) está associado principalmente à geração de falhas subverticais de direção N5-45E e à movimentação principal da Falha Mestre Guaratubinha (FMG) e Zona de Cisalhamento Guaricana (ZCGN) (Figura 1.7 – A). A primeira fase é caracterizada por planos verticais a subverticais com *steps* e estrias indicando movimentação dextral e normal oblíqua. Estruturas de fluxo magmático verticais observadas em andesitos da Formação Vossoroca permitiram inferir que esta falha atuou como conduto para o magma intermediário (Barão *et al.*, 2017). A Zona de Cisalhamento Guaricana, de orientação N30-45E, é relacionada a diversas falhas

destrais. Neste evento também foi gerada a *crossing basin fault*, falha gerada no centro da bacia, sintética e subparalela às das bordas (Figura 1.7 – B). Este evento provavelmente foi progressivo ao longo do preenchimento inicial da bacia, gerando falhas normais que alteraram o acamamento das rochas vulcanoclásticas do Membro Castelhana. Por fim, houve o desenvolvimento de falhas sinistrais de direção N65-75W (Barão *et al.*, 2017).

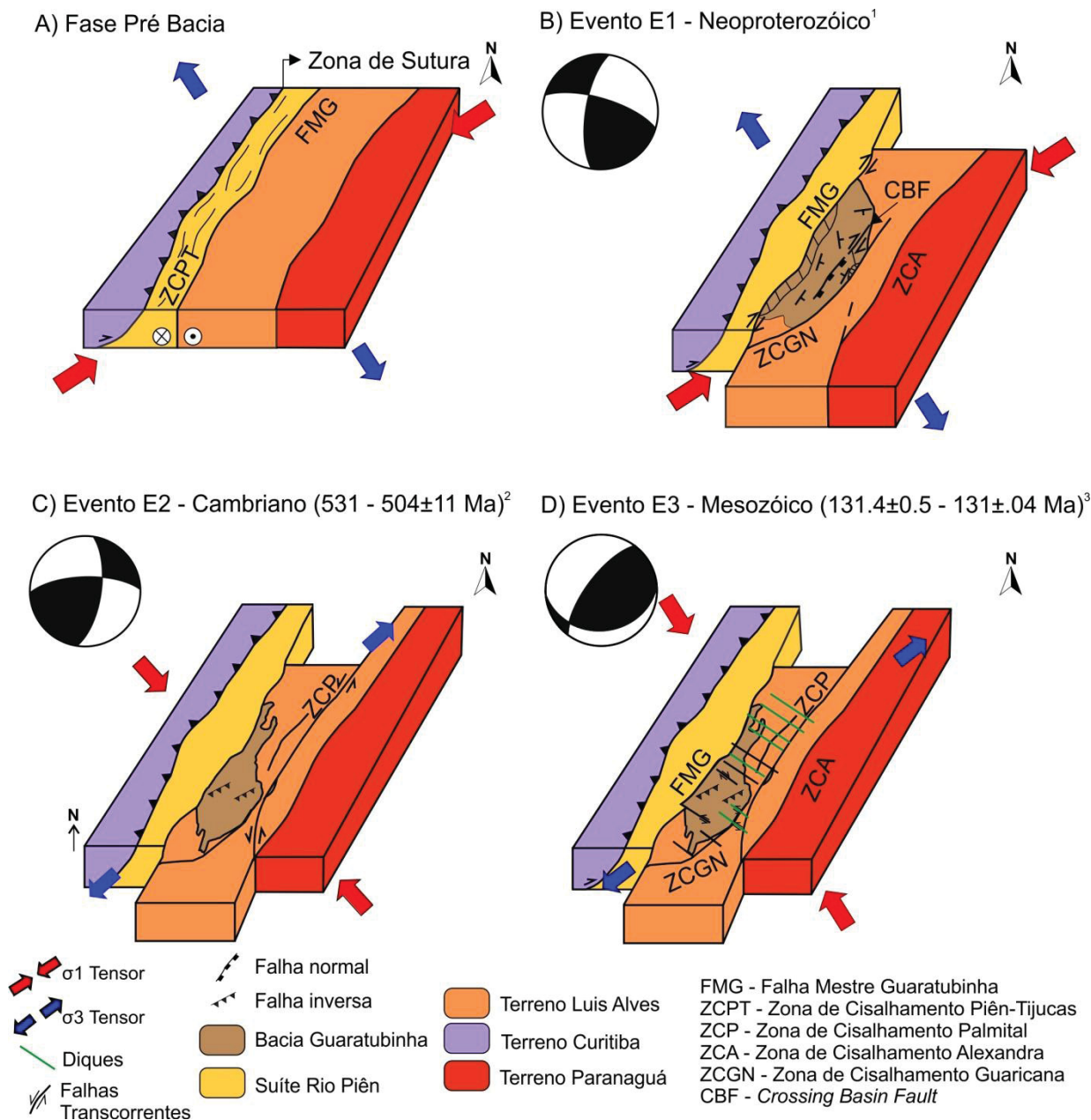


Figura 1.7: Modelo esquemático da evolução dos principais eventos tectônicos reconhecidos na Bacia do Guaratubinha. Adaptada de Barão *et al.* (2017). Idades inferidas: ¹ Zircão em riolitos do Mb. Escutador (Siga Jr. *et al.*, 2000); ² K-Ar em biotitas de milonitos (Cury, 2009); ³ ID-TIMS U-Pb em zircão-baleleíta de diques (Almeida *et al.*, 2015).

O segundo evento (E₂) é caracterizado pelo desenvolvimento de falhas de cavalcamento com transporte para NW e N, possivelmente por reativação de falhas normais geradas no evento anterior (Figura 1.7 – C). Este evento é associado a tensões compressivas causadas pela colagem do Terreno Paranaguá e foi registrado em outras

bacias do estágio de transição nas regiões sul e sudeste do Brasil (Almeida *et al.*, 2010; Barão *et al.*, 2017).

O último evento (E_3) gerou estruturas de direção N5-70W associadas às intrusões de diques de diabásio no Mesozoico, por sua vez relacionados à fragmentação inicial do Atlântico Sul (Figura 1.7 – D). São atribuídas a este evento falhas dextrais N20-70W e sinistrais N5-10W, com componente oblíqua normal, que afetaram a estruturação originada durante os eventos anteriores. Estruturas N-S geradas neste evento também interferem na estratigrafia da bacia por ação de falhas dextrais, colocando sucessões basais em contato lateral com as fases finais do preenchimento. Estas falhas atuaram também como condutos para diques de lamprófito e diabásio (Barão *et al.*, 2017).

1.3.2. Bacia de Campo Alegre

A Bacia de Campo Alegre localiza-se a sudoeste da Bacia do Guaratubinha, situada entre as mesmas zonas de cisalhamento, embora na porção onde se encontra a Bacia de Campo Alegre a ação destas falhas seja menos evidente. Ao contrário da Bacia do Guaratubinha que apresenta seu eixo maior orientado de acordo com a direção destas estruturas, esta bacia exibe forma alongada na direção NNW (Figura 1.8). A única estrutura limitante das bordas da bacia é reconhecida na sua porção norte, onde seu preenchimento vulcanossedimentar é parcialmente controlado pelo Lineamento do Rio Negro, de orientação NE (Citroni, 1998).

Nos primeiros estudos de reconhecimento da bacia foram identificadas rochas vulcânicas e piroclásticas ácidas, consideradas correlacionáveis aos riolitos porfiríticos da Bacia de Itajaí (Almeida, 1949). Tal similaridade foi descaracterizada no primeiro modelo estratigráfico proposto da bacia, parcialmente seguido até o presente, onde foram reconhecidas três formações, da base para o topo: Formação Bateias, composta predominantemente por conglomerados e arcóseos; Formação Campo Alegre, formada por rochas vulcânicas ácidas e básicas, rochas piroclásticas e siltitos subordinados; e a Formação Rio Turvo, onde foram englobados siltitos intercalados a tufos (Ebert, 1971).

Com a evolução dos trabalhos acerca da estratigrafia da Bacia de Campo Alegre, chegaram a ser individualizadas dez formações (Citroni, 1998; Quadro 01), porém nos trabalhos mais recentes são propostas quatro formações (Toniolo & Souza, 2015). Nessa proposta os conglomerados polimíticos são encontrados na base da sucessão estratigráfica, e ao longo das bordas da bacia, com gradação ascendente para arenitos arcoseanos e

siltitos, pertencentes à Formação Bateias e ritmitos da Formação Corupá ocorrendo apenas no Gráben de Corupá. Na sequência ocorrem as rochas vulcânicas básicas e ácidas da Formação Campo Alegre, com andesitos e basaltos intercalados a rochas vulcanoclásticas ácidas, ignimbritos e rochas sedimentares de pouca espessura, sendo que os termos ácidos predominam na parte superior do pacote. No topo são observadas intercalações de rochas epiclásticas pelíticas e ignimbríticas, cobertas por derrames riolíticos da Formação Rio Turvo.

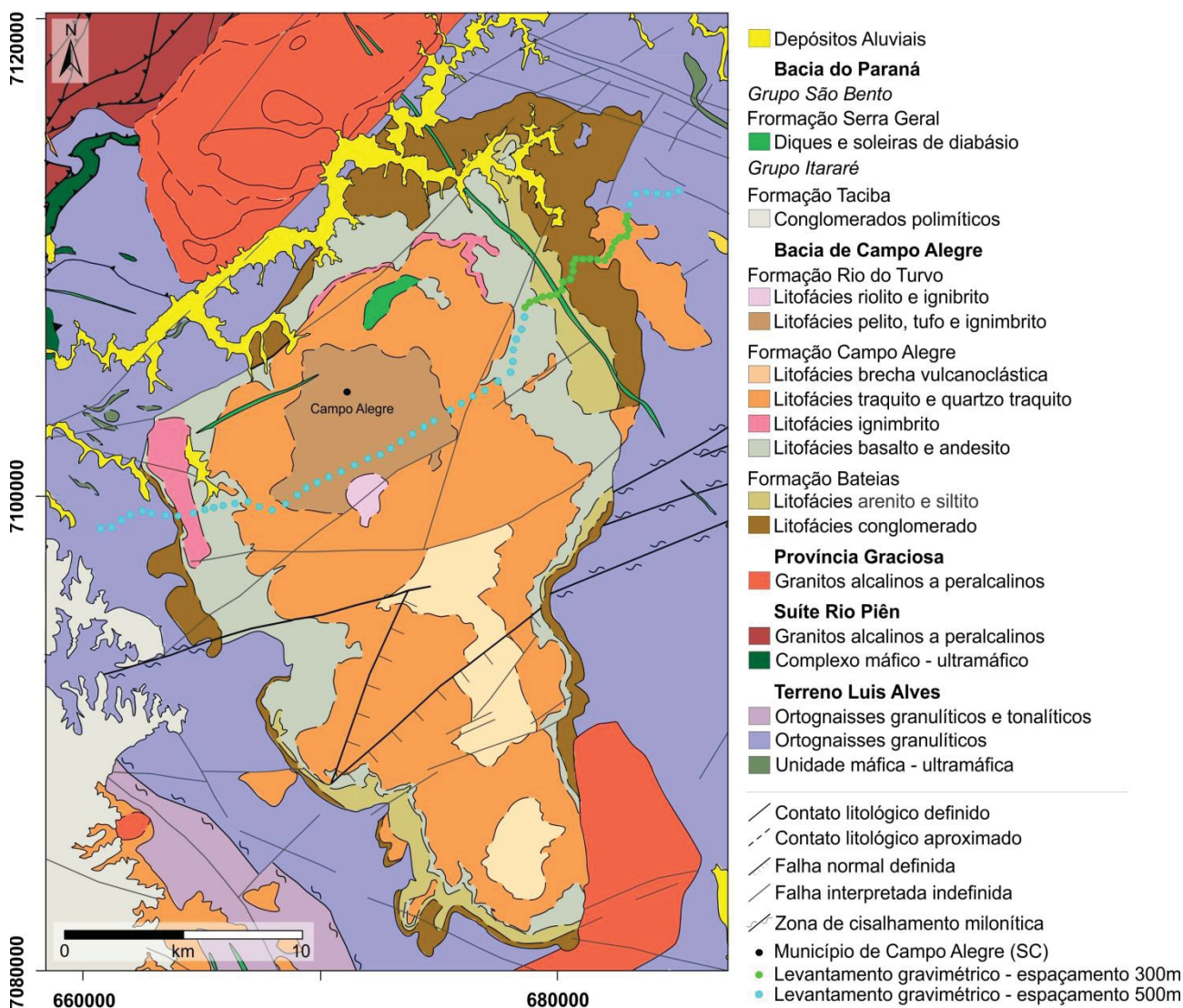


Figura 1.8: Mapa geológico da Bacia de Campo Alegre. Destaque para as estações do levantamento gravimétrico, começando aproximadamente 3 km da borda oeste e terminando a 3 km da borda leste, com adensamento na porção nordeste. Compilada de Citroni (1998) e Toniolo & Souza (2015).

A análise litogeoquímica, modelagem magmática e estudos petrogenéticos permitiram a identificação de múltiplos magmas pelo preenchimento vulcânico da bacia (Waichel, 1998). Os magmas básicos afloram nas proximidades das bordas nordeste e noroeste da bacia, sendo que a assinatura geoquímica dos termos basálticos aflorantes na borda nordeste é distinta da assinatura dos basaltos da borda noroeste. Os basaltos a leste

são caracterizados como transicionais, com valores de Zr em média 115 ppm e razão $\text{La/Yb}_n = 4$, enquanto que os localizados na borda oeste são basaltos alcalinos, com valores de Zr em média 270 ppm e razão $\text{La/Yb}_n = 17$. A assinatura de ambos reflete geração a partir de fusão parcial de manto litosférico afetado por subducção, como indica a anomalia negativa de Nb. Contudo, as diferenças geoquímicas entre eles sugerem taxas de fusão distintas, sendo maior para formação do magma resultante no basalto do leste da bacia e menor para geração do magma do basalto localizado no oeste (Waichel, 1998).

Os magmas intermediários também apresentam características geoquímicas distintas que permite sua individualização em dois tipos distintos. Um grupo apresenta características de traquitos levemente alcalinos, com valores de Zr em média 480 ppm, notadamente menor que a média de 680 ppm característica do segundo grupo, de assinatura alcalina (Waichel, 1998).

As rochas ácidas foram identificadas como também geradas por dois magmas riolíticos distintos. O primeiro ocorre com elevados valores de Zr, 1200 ppm em média, 37 ppm de Nb e 118 ppm de Y, baixos teores de Sr, 33 ppm, e Ba, 290 ppm e apresenta caráter peralcalino. O segundo é caracterizado por baixos teores de Zr, 150 ppm em média, Nb, 115 ppm em média, e Y, 37 ppm, e elevados teores de Ba, 715 ppm, e Sr, 55 ppm, indicando afinidade cálcio-alcalina (Waichel, 1998).

O magmatismo ácido à básico foi interpretado como cogenético, sendo os magmas de composições traquítica e riolítica produtos da diferenciação magmática. Por processo de cristalização fracionada o magma basáltico do oeste da bacia originou o magma traquítico alcalino, que por sua vez originou o magma riolítico de alto Zr. O magma basáltico do oeste também originou o magma traquítico levemente alcalino por meio de processos de assimilação com cristalização fracionada. O mesmo processo originou o magma riolítico de baixo Zr, a partir do traquítico alcalino (Waichel, 1998; Waichel *et al.*, 2000; Citroni *et al.*, 2001).

Do ponto de vista estrutural, predominam deformações rúpteis na bacia (Daitx & Carvalho, 1980; Toniolo & Souza, 2015), com duas direções principais: N55-60E e N25-N30W (Citroni, 1998). O basculamento das camadas sedimentares, que se encontram inclinadas a verticalizadas, seria secundário do ponto de vista de Citroni (1998), sendo tais variações do acamamento reflexo dos abatimentos associados ao esvaziamento da câmara magmática na fase final de desenvolvimento das rochas da Formação Campo Alegre. As

falhas de direção NE seriam, segundo o autor, de movimentação dextral, possivelmente associadas a abatimento da caldeira.

Segundo Citroni (1998) os acamamentos da bacia apresentam distribuição centrípeta, ou seja, são mergulhos subhorizontais e unidirecionais, cujas concentrações máximas dos polos indicam mergulho sempre para o centro da bacia. Valores de mergulho mais acentuados são explicados pelo autor como decorrência do abatimento da caldeira na porção centro-norte.

Dados U-Pb em zircão indicam idade de 598 ± 29 Ma para a cristalização dos riolitos, enquanto datações Rb-Sr em rocha total indicam idades em torno de 570 ± 39 Ma, com razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 0,707 (Basei, 1985; Siga Jr., 1995). Análises pelo método U-Pb (SHRIMP) em cristais de zircão das rochas vulcânicas resultam em idades de formação em 595 ± 16 (Cordani *et al.*, 1999). Dados geocronológicos obtidos em rochas piroclásticas utilizando o método U-Pb LA-ICP-MS em zircão de ignimbrito resultaram em 604 ± 3 Ma, e 596 ± 3 Ma em tufo, indicando a idade do evento vulcânico (Caraviello, 2015).

1.4. Problema, Justificativa e Objetivos

Na evolução dos estudos acerca do conjunto de bacias do estágio de transição diferentes técnicas e abordagens foram empregadas. No âmbito das bacias do Guaratubinha e de Campo Alegre, as características semelhantes e a proximidade geográfica entre as bacias (distantes aproximadamente 40 km) levou diversos autores a aventarem sobre uma possível origem interligada dessas bacias.

Alguns trabalhos postulam possível origem comum dessas bacias, sugerindo posterior fragmentação e individualização (Daitx & Carvalho, 1980; Citroni, 1998). O critério utilizado por estes autores seria a evolução estratigráfica similar entre as bacias, apresentando na base predominância de conglomerados polimíticos com decrescência granulométrica, passando a arenitos arcoseanos, intercalados a rochas vulcânicas básicas e sobrepostos por litotipos vulcânicos ácidos (Ebert, 1971; Daitx & Carvalho 1981). Aventa-se também que a origem dessas bacias teria ocorrido de forma independente, porém em contexto tectônico similar, ligado a sistema *pull-apart*, resultante dos cisalhamentos transcorrentes característicos da região (Campanha *et al.*, 1994; Kaul, 1997), ou ao sistema de riftes atuante do Ediacarano ao Cambriano (Almeida *et al.*, 2010).

Para Kaul (1997) a porção situada a sul da Zona de Cisalhamento Piên-Tijucas e a norte do Lineamento Corupá teria sido afetada por um par de estruturas transcorrentes destrais, que condicionariam a colocação das bacias do Guaratubinha e de Campo Alegre. A deformação nas proximidades das estruturas limitantes seria mais intensa, como observado na geometria da bacia do Guaratubinha e dos corpos graníticos Agudos do Sul, Marumbi e Graciosa a norte, e Corupá e Piraí do Sul, ao sul. A Bacia de Campo Alegre estaria situada em região onde a deformação associada a estas estruturas seria de menor intensidade.

Porém, a tectônica formadora destas bacias ainda não é consenso na literatura (Almeida *et al.*, 2010; Iglesias *et al.*, 2011; Barão *et al.*, 2017) e não existem trabalhos que demonstrem, do ponto de vista tectônico/estrutural, se houve relação genética entre as bacias, e os poucos dados geocronológicos dificultam a comparação temporal detalhada.

Assim, o objetivo desta pesquisa é determinar quais foram os processos tectônico relacionados à origem e evolução da Bacia de Campo Alegre e compará-los com a história evolutiva da Bacia do Guaratubinha, buscando determinar se essas bacias foram cogenéticas. Para alcançar este objetivo principal, os seguintes objetivos específicos merecem destaque:

- Definir o arcabouço estrutural da Bacia de Campo Alegre, estabelecendo suas relações com as encaixantes;
- Estabelecer a orientação do campo de tensões e os eventos tectônicos na evolução da Bacia de Campo Alegre, e compará-los com os obtidos por Barão (2016) para a Bacia do Guaratubinha;
- Comparar a assinatura geoquímica das rochas vulcânicas e verificar possível cogeneticidade de magmas;
- Formular modelo da evolução tectono-sedimentar para as bacias;

1.5. Materiais e Métodos

Para alcançar o objetivo da pesquisa foi utilizada uma abordagem integrada entre a geofísica e a geologia, focando especialmente no aspecto estrutural de cada bacia e na influência das deformações sobre os preenchimentos vulcanossedimentares. Uma análise comparativa entre as bacias também foi empregada. O banco de dados desta pesquisa engloba informações bibliográficas, de campo e interpretação geofísica aérea e terrestre.

1.5.1. Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica foi realizada com o intuito de compilar dados de trabalhos anteriores realizados nas bacias do estágio de transição, principalmente no que tange aos aspectos litológicos, estratigráficos e estruturais, e de propostas de modelos tectônicos para a região, além de informações sobre bacias sedimentares de preenchimento vulcanossedimentar formadas em contexto tectônico similar. Em adição foram levantados dados bibliográficos sobre as rochas do embasamento do Terreno Luis Alves e falhas da região, buscando a caracterização do arcabouço estrutural.

1.5.2. Aerogeofísica – Gamaespectrometria e Magnetometria

Os dados utilizados são provenientes do "Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina" (CPRM, 2011), realizado com altura nominal de voo de 100m, linhas de produção de direção N-S com espaçamento de 500m, e linhas de controle de direção E-W com espaçamento de 10.000m. O processamento e a interpretação dos dados aerogeofísicos foram realizados, respectivamente, nos *softwares Geosoft Oasis montaj* versão 9.5.2 (Geosoft, 2018) e *ArcGis* versão 9.3.1 (ESRI, 2009).

Os dados aerogeofísicos foram utilizados visando à identificação de estruturas regionais em subsuperfície, principalmente no que tange a estruturação geral dessas bacias, e a distribuição espacial das unidades geológicas da área de estudo.

Para avaliar a delimitação espacial das unidades litológicas da Bacia de Campo Alegre, foram gerados os mapas individuais dos três radionuclídeos (K, eU e eTh) e sua composição ternária expressa no modelo CMY. As anomalias foram comparadas com suas prováveis fontes geológicas previamente descritas e mapeadas nos trabalhos de Citroni (1998) e Toniolo & Souza (2015), e com dados levantados durante trabalhos de campo, contribuindo assim para refinar a cartografia das unidades da bacia. Para a melhor interpretação dos dados aerogamaespectrométricos, estes foram analisados em conjunto com o modelo digital de elevação (MDE), construído a partir dos dados do levantamento aerogeofísico, pelo *software Geosoft Oasis Montaj* (versão 9.5.2), ressaltando assim as principais feições geomorfológicas do terreno. A análise conjunta dos mapas gamaespectrométricos e do MDE é importante para reconhecer possíveis anomalias associadas à mobilização dos elementos, principalmente do potássio.

O processamento dos dados aeromagnetométricos foi realizado utilizando o método de análise qualitativa (realce da anomalia) destacando assim feições identificadas por anomalias magnéticas, visando à delineação do traçado estrutural. O Campo Magnético Anômalo foi reduzido ao polo (RTP; Spector & Grant, 1970; Blum, 1999) recalculando os dados do campo magnético total como se o campo magnético induzido (CMA) atuasse com a inclinação de 90 graus e declinação igual a 0. Desta maneira as anomalias magnéticas dipolares foram transformadas em anomalias monopolares, centralizadas sobre seus corpos causativos (Tassinari *et al.*, 2013). Os dados necessários para realização desse procedimento (inclinação magnética = 18.5172° e declinação magnética = -35.5759°) foram obtidos no site da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA).

Foi aplicado aos dados do Campo Magnético Anômalo reduzido ao polo (CMA_RTP) o filtro cosseno direcional (DCOS) a fim de suavizar o sinal gerado pelos diques de diabásio de direção NW-SE, e feita simulação de continuação ascendente a 500m. Os demais filtros e métodos de realce foram aplicados aos dados continuados a 500m, com ênfase nos métodos de realce da Inclinação do Sinal Analítico (ISA), que delinea os núcleos dos corpos anômalos (Miller & Singh, 1994) e Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT), comumente usado em complemento ao ISA por realçar as bordas dos corpos anômalos (Ferreira *et al.*, 2013). Esse método resulta na melhor detecção dos limites dos corpos anômalos da bacia e do embasamento por equalizar o Gradiente Horizontal Total, sendo pouco dependente da profundidade (Ferreira *et al.*, 2013).

1.5.3. Geofísica terrestre – Modelagem gravimétrica

A modelagem gravimétrica da Bacia Campo Alegre foi realizada com base nos dados gravimétricos terrestres adquiridos no norte da bacia. O levantamento foi realizado com o gravímetro Autograv CG5 (Scintrex, Canadá) e apoio do GPS Hiper (Topcon, Japão), ao longo de transecta de direção aproximada N60E, perpendicular aos contatos internos à bacia e desta com o embasamento (Figura 1.8).

A aquisição dos valores relativos da aceleração da gravidade iniciou no embasamento da bacia, a aproximadamente 3 km do contato mapeado, e seguiram a rota da rodovia estadual SC-418, com espaçamento médio entre as estações de 500 m (Figura 1.8). Um adensamento do levantamento foi realizado próximo à borda leste, com espaçamento de médio de 300 m devido à maior estruturação observada em superfície, totalizando assim 69 estações. Os valores absolutos de gravidade foram obtidos na estação gravimétrica número 8114630 (Joinville – SC; UTM: 708.145/7.100.248), integrante do

Sistema Geodésico Brasileiro do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) (Figura 1.9).



Figura 1.9: Estação gravimétrica do IBGE em Joinville. A) Localização geográfica da estação, com destaque para a primeira e para a última estação do levantamento gravimétrico na Bacia de Campo Alegre (polígono de cor magenta). Imagem Landsat obtida no *software* Google Earth Pro, coordenadas $20^{\circ}12'19.62''$ S, $49^{\circ}02'12.48''$ O, data da imagem 30/12/2016, data da visualização 26/09/2019. B) Fotografia da estação gravimétrica durante obtenção do valor da gravidade na estação.

As correções necessárias para a redução dos valores de gravidade obtidos para a mesma referência foram realizadas no módulo *Gravity* do *software* *Oasis Montaj* (v. 6.4.2), com exceção da deriva instrumental, calculado no *Microsoft Excel* e a correção de maré, realizada pelo equipamento.

1.5.4. Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo foram destinados ao reconhecimento geológico regional das bacias, envolvendo a coleta de informações de cunho litológico e estrutural. Foram coletadas amostras para análise de densidade para o banco de dados da modelagem gravimétrica da Bacia de Campo Alegre, tanto do seu embasamento quanto do preenchimento vulcanossedimentar e foram coletadas também amostras para análises litogeoquímicas e isotópicas.

1.5.5. Análise estrutural

A análise estrutural contou com a delineação do arcabouço geofísico-estrutural regional e da Bacia de Campo Alegre, e com a análise dinâmica da Bacia de Campo Alegre, que embasou a proposta de hierarquia das deformações nesta bacia.

O arcabouço geofísico-estrutural foi confeccionado com base na análise estrutural de superfície através do traçado de lineamentos em imagens de sensores remotos (Shuttle Radar Topography Mission, SRTM) a diferentes iluminações (azimutes 0°, 90° e 315°), integrados a dados de campo, dados bibliográficos, e à análise estrutural de subsuperfície, realizada com interpretação de lineamentos na aerogeofísica e modelagem gravimétrica.

Os dados estruturais de planos de falha e estrias coletados em afloramentos foram organizados em planilhas e com elas confeccionados diagramas estereográficos em *software* como *OpenStereo* (Grohmann *et al.*, 2011). Pretendeu-se, com a utilização da análise estrutural dinâmica, identificar e hierarquizar os eventos tectônicos associados à deformação da bacia e identificar o padrão estrutural, bem como a orientação dos paleotensores associados. A obtenção dos paleotensores foi realizada com a aplicação dos métodos dos Diedros Retos (Angelier & Mechler, 1977), pelo *software Win-tensor* (Delvaus, 2012).

1.5.6. Análise estratigráfica

Foram construídas seções regionais que permitiram esboçar a sequência de preenchimento das bacias. Estas seções, quando analisadas em conjunto com os dados estruturais, forneceram informações sobre os eventos de deformação e seus reflexos no preenchimento das bacias.

1.5.7. Análise litogeoquímica

A análise litogeoquímica visou a comparação das assinaturas litogeoquímicas das rochas vulcânicas das bacias de Campo Alegre e do Guaratubinha. O banco de dados resultou da compilação de dados bibliográficos e dados inéditos. A base de dados da Bacia de Guaratubinha é composta por dados litogeoquímicos publicados em Barbosa (2018), que incluem 17 análises de óxidos, de elementos traço e Elementos Terras Raras (ETR) de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias. Os dados utilizados para as rochas da Bacia de Campo Alegre foram compilados de Waichel (1998), aos quais são adicionadas 4 análises inéditas. Assim, totalizam 29 amostras com análises de óxidos, elementos traço e ETR para as rochas dessa bacia (Anexos I a VI).

A determinação quantitativa da análise por fluorescência de raios x dos óxidos dessas quatro amostras foi realizada no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR-UFPR). Os resultados das análises de óxidos foram recalculados para base anidra e então projetados conjuntamente em diagramas de classificação Álcalis-Totais *versus* sílica (TAS; LeBas *et al.*, 1986), K_2O *versus* SiO_2 (LeMaitre *et al.*, 1989) e diagrama catiônico de Jensen (1976), diagramas de variação, multielementares e discriminantes. Os diagramas de variação confeccionados são do tipo *Harker*, utilizando a sílica como óxido fracionante. Para reconhecimento da assinatura geoquímica das amostras, foram construídos diagramas multielementares para elementos traço normalizados pelo manto primordial de Wood *et al.* (1979) e para elementos terras raras (ETR), normalizados pela média de condritos C1 de Boynton (1984).

CAPÍTULO II

2. GEOPHYSICAL-STRUCTURAL FRAMEWORK OF CAMPO ALEGRE BASIN (SANTA CATARINA STATE, SOUTH BRAZIL)

2.1. Introduction

The Brasiliano/Pan-African Cycle was an important tectonic event in the South American Pre-Cambrian geological history. After the collisions between São Francisco, Congo, Paranapanema and Rio de La Plata Terranes during the Neoproterozoic, the final crust stabilization processes originated numerous syn- to post- collisional basins at the south region of Brazil (e.g. Castro, Camarinha, Guaratubinha and Campo Alegre; Almeida *et al.*, 1981; Basei *et al.*, 1992; Siga Jr., 1995). Recognizing the tectonic development of these basins is important to understand the final stages of Gondwana unification and the volcanic, sedimentary and tectonic events involved in this process.

In the southwest portion of the Ribeira Belt, in southern Brazil, these so-called transitional-stage basins (Teixeira, 2000) developed onto Precambrian tectonic terranes and shows similar stratigraphic succession and usually fault-bounded borders controlled by basement shear zones. If this geometry reflects basin-forming tectonics or modifying mechanisms is still debatable. Recently, authors raised the possibility of these basins are in fact remaining of a unique rift related basin (Almeida *et al.*, 2010). However, others geodynamic contexts for basin formation were mentioned in previous works, including strike-slip faults due reactivation of NE structures and as a collision-related foreland basin (Rostirolla *et al.*, 1999; Teixeira *et al.*, 2004; Barão *et al.*, 2017).

The Campo Alegre Basin, object of the present study, was developed onto Archean to Paleoproterozoic high-grade metamorphic rocks of Luis Alves Terrane and Neoproterozoic fold-thrust belt, associated to syn-orogenic granites deformed during the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle. This basin has a geometry slightly different from the other transitional-stage basins, being elongated in NW-SE direction. A detailed examination of the structural framework, in order to interpret its origin, in correspondence with geophysical data, has not been performed by previous authors. This paper aims to determine the structural framework and tectonic styles associated to development and deformation of the Campo Alegre Basin.

2.2. Geological Context

The Campo Alegre Basin is one of the largest transitional-stage basins of the southern Brazil, located in northern Santa Catarina State, covering an area of about 500 km²

(Figure 2.1) (Almeida, 1949; Albuquerque *et al.*, 1971; Ebert, 1971; Ebert & Brochini, 1971; Trainini, 1974; Daitx, 1979; Daitx & Carvalho, 1980). The geological maps that cover this region show the Campo Alegre Basin as a slightly elongated towards NNW, perpendicular to the main structures of the basement. The basin overlay banded to massive granulitic orthogneisses, pyroxenites, amphibolite metagabbros and magnesian schists of the Luis Alves Terrane, more specifically on the Santa Catarina Granulite Complex (Basei *et al.*, 1992, 1998a,b; Siga Jr. *et al.*, 1993; Heilbron *et al.*, 2004; Faleiros *et al.*, 2011).

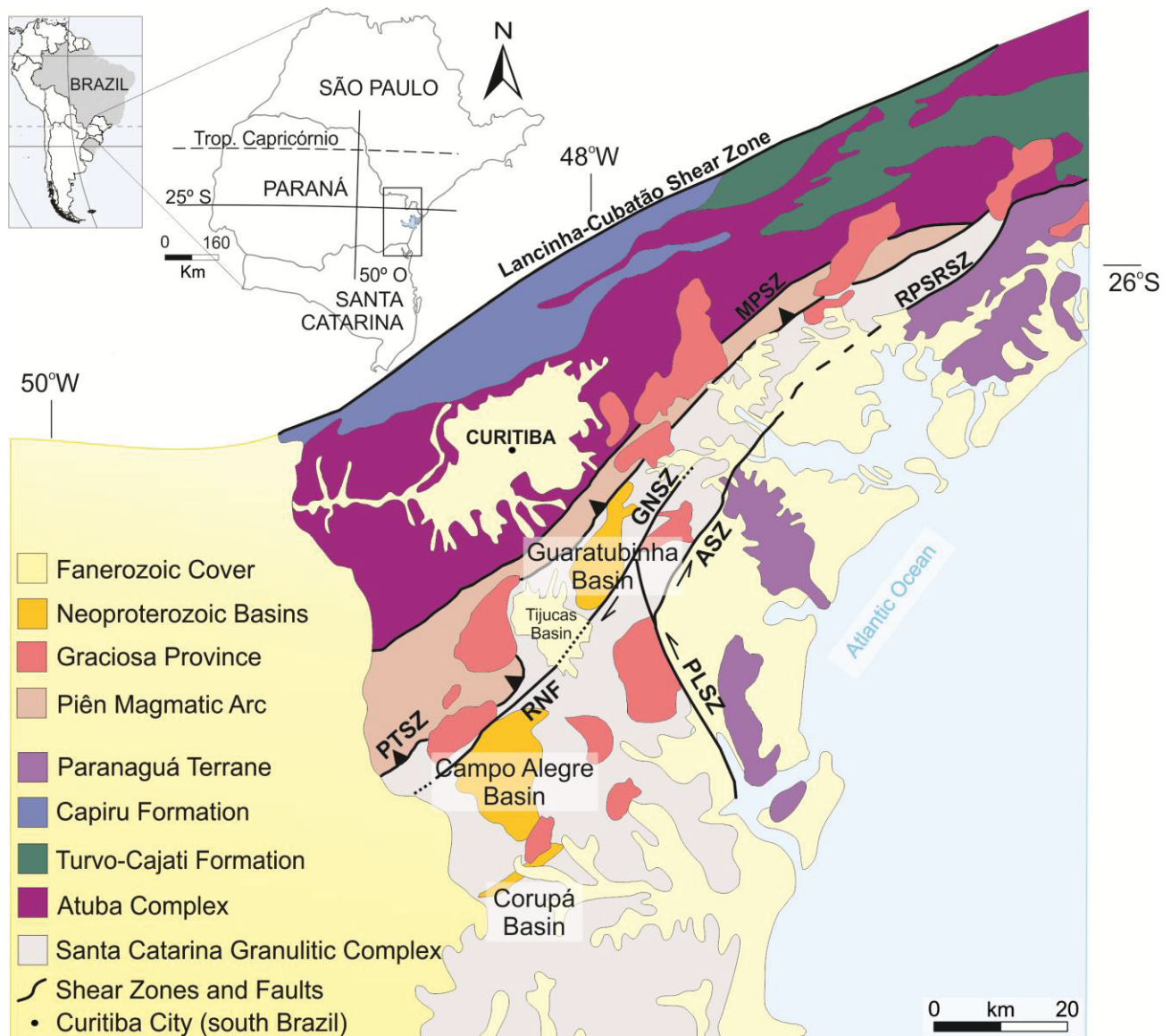


Figure 2.1: Simplified geological map of Southern Ribeira Belt in southeastern Paraná and northeastern Santa Catarina (Basei *et al.*, 1990; Siga Jr., 1995; Cury, 2009). MPSZ: Mandirituba-Piraquara shear zone; PTSZ: Piên-Tijucas shear zone; RPSRSZ: Rio Palmital-Serrinha shear zone; RNF: Rio Negro fault; ASZ: Alexandra shear zone; PLSZ: Palmital shear zone; GNSZ: Guaricana shear zone.

The Santa Catarina Granulite Complex it's a 6000 km² high-grade basement exposure lying between Curitiba and Paranaguá Terranes, separated by shear zones (Basei *et al.*, 1998b). Geochronological analysis by K/Ar reflects cooling ages of Paleo-Mesoproterozoic (Basei *et al.*, 1998a). The structural pattern of these rocks is characterized

by notable NW-SE trend of banding and foliations, however NE-SW directions are observed (Harara, 1993; Hartmann, *et al.*, 2000). The complex does not present large ductile deformational influences originated on Brasiliano/Pan-African Cycle, only magmatic intrusions. Neoproterozoic cataclastic processes are observed in the vicinity of adjacent terranes (Basei *et al.*, 1998b; Hartmann *et al.*, 2000).

The depositional succession of the Campo Alegre Basin was initially described as correlated at the Itajaí Basin based on the volcanic and pyroclastic rocks (Figure 2.2) (Almeida, 1949). This similarity was characterized in the stratigraphic model of the basin proposed by Ebert (1971), where three formations were recognized. The Corupá Graben, located to the south of the basin, shows a very similar stratigraphic sequence, being interpreted as correlated to Campo Alegre Basin (Valiati & Maron, 1974).

Several authors have presented similar proposals, subdividing the basin filling into up to 8 formations and 2 groups (Daitx, 1979; Daitx & Carvalho, 1980; Waichel, 1998; Citroni, 1998; Citroni *et al.*, 2001). Recently, Toniolo & Souza (2015) produced an updated 1:100.000 geophysical-geological map, where three formations, where lithologies are individualized into lithofacies, were formalized (Figure 2.2). These proposals include a coarsed-grained clastic succession, with polymitic conglomerates fining up to sandstone and argillite (Bateias Formation), a basic (basalt) - intermediate (andesite, trachyte) to acid (ignimbrite) volcanic-volcanoclastic unit (Campo Alegre Formation) and an acid volcanoclastic – sedimentary association (Rio Turvo Formation), controlled by tectonic events. The lower clastic unit is interpreted as deposits of alluvial fans and braided rivers, while the subsequent fine-grained as subaqueous deposits (Citroni *et al.*, 2001). The volcanogenic event has been correlated to the Castro, Guaratubinha and Camaquã basins based on its alkaline affinity (Ebert & Brochini, 1971; Waichel *et al.*, 2000). In general, are observed progressive changes from bottom to top of the sequences. In relation to the granulometry with progressively thinner sediments at the top, reflecting the continuous stabilization of the region, and with regard of the volcanic manifestations, from basic to acid, possibly related to process of magmatic differentiation (Daitx & Carvalho, 1980; Kaul, 1997).

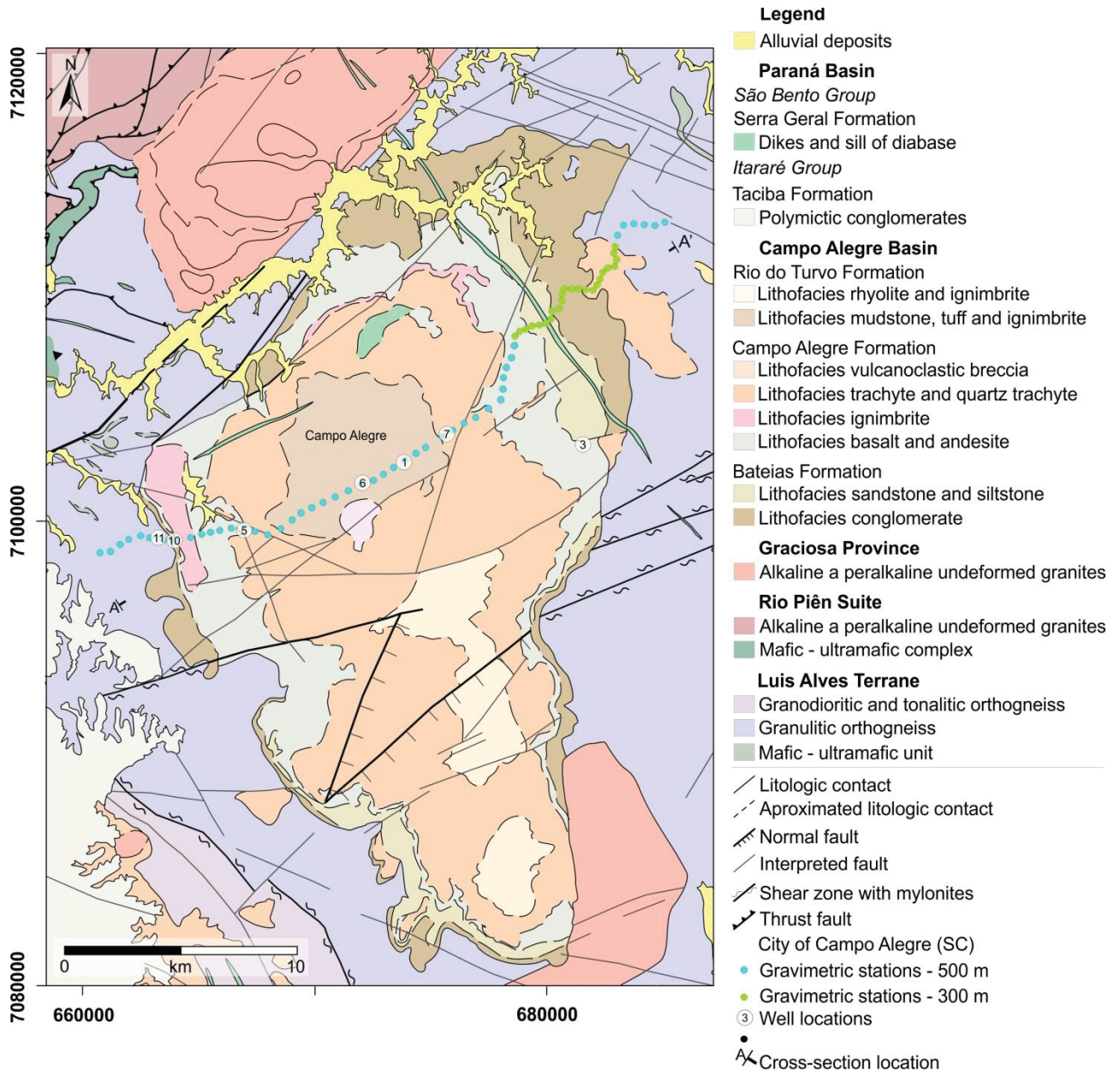


Figure 2.2: Geological map of Campo Alegre Basin and adjacent wall rocks highlighting the structural features. Compiled from Citroni (1998), Toniolo & Souza (2015) and field data.

Provenance analyzes of clastes lithologies of basal basin conglomerates (Bateias Formation) pointed the Piên Magmatic Arc as the main source area, followed by Santa Catarina Granulitic Complex (Luis Alves Terrane), basin basement (Castro, 2018; Quiroz-Valle *et al.*, 2019). There were also acid volcanic contributions from the basin northern area (Castro, 2018; Quiroz-Valle *et al.*, 2019), suggesting a volcanic manifestation still in the initial stages of basin installation (Quiroz-Valle *et al.*, 2019).

Geochronologic data from volcanic rocks dated by K-Ar method resulted in a period between 458 and 481 Ma for cristalization (Ebert & Brochini, 1971), while Rb-Sr method indicated ages around 570 Ma (Siga Jr., 1995). Due to its proximity to the ages of the of Serra do Mar alkaline-peralkaline granites (~600 Ma) genetic correlation is suggested

between the events, as formed in the same plutonic-volcanic episode, at the end of the Pre-Cambrian (Siga Jr., 1995; Cordani *et al.*, 1999, Kaul & Cordani, 2000). The most recently geochronological data of pyroclastic rocks using U-Pb LA-ICP-MS method on zircon of ignimbrite sequence resulted on 604 ± 3 Ma and of tuff resulted on 596 ± 3 Ma, indicating the age of the volcanic event (Caraviello, 2015).

2.3. Methods

The database of this study includes field data, aerial and terrestrial geophysics, and digital elevation models. The basin and its gneiss basement structural field data were analyzed together with gamma-ray spectrometry and magnetic aerogeophysical maps to delimit the spatial distribution of the basin geological units and to identify subsurface structures, respectively. In addition, in order to interpret the basin framework, we acquired a ground gravity profile.

2.3.1 Aerogeophysics – Gamma-ray spectrometry and Magnetometry

The analysis of geophysical data is an important tool for the characterization of subsurface structural framework, especially in regions where access is difficult and has few outcrops, such as Luis Alves Terrane. Data from “Projeto Aerogeofísico Paraná – Santa Catarina” (CPRM, 2011) were used, a nominal terrain clearance at 100 m, N-S flights lines spaced at 500 m and E-W tie lines with 10 km.

The proposal of delimitation of gamma-ray spectrometric domains was made based on the comparison between the potassium (K, %), and the equivalents of uranium (eU, ppm) and thorium (eTh, ppm), which individual maps were analyzed overlaid to digital terrain model (DTM) seen the chemical mobility of potassium and uranium. After that a ternary map was created combining K-eTh-eU maps, expressed on the CMY scale (Cyan= K; Magenta= eTh; Yellow= eU). The proportional combination of each of these elements generates an intermediate color between the three extremes, the middle of the ternary diagram being a proportional mixture of the three radionuclides represented by the white to slightly grayish color. The correlation between the gamma-ray spectrometric domains and the basin lithologies and formations was based on the stratigraphic proposal of Toniolo & Souza (2015), which is also the stratigraphy used in this research.

Magnetic data processing procedure was carried out using the qualitative analysis method (anomaly enhancement) for the delineation of the structural framework, thus

highlighting magnetic anomalies features. The total magnetic intensity data (TMI) were reduced to the pole (RTP; Spector & Grant, 1970; Blum, 1999). The inclination (-18.5172°) and declination (-35.5759°) of magnetic field at the mean time of the acquirement (October, 2010) were obtained at *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) site. The TMI_RTP was continued at an altitude of 500 meters to attenuate the high frequencies in magnetic anomalies, normally related to superficial features, removing or minimizing the noise (Upward continuation; Gunn, 1975). From this product the enhancement methods were applied with emphasis at the tilt angle, which delineates the nuclei of the anomalous bodies (TDR; Miller & Sing, 1994) and at the tilt angle of the total horizontal gradient (TAHG, Ferreira *et al.*, 2013), commonly used as a TDR complement. This method shows the best resolution of body limits detection by equalizing the THDR (Total Horizontal Derivative), being few dependent of the depth (Ferreira *et al.*, 2013).

2.3.2. Gravimetric modeling

The gravimetric modeling of Campo Alegre Basin was based on ground gravity data acquired along transect arranged perpendicular to the internal contacts of the basin and with its basement of approximate direction N60E (Figure 2.2). The gravity stations began and finished in the basin basement, about 3 km of mapped contact between these two units, spaced between 500 m and 300 m (Figure 2.2). The decrease of distance of the stations near the northwest border sought to better understand the structuring of this region and to test a shallower basement theory. The absolute values of gravity were obtained at the gravimetric station of Joinville (SC), integrant of the Geodetic Brazilian System from Brazilian Institute of Geography and Statistics (*in portuguese*: IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística).

The necessary corrections to reduce the obtained gravity values to a same reference were realized on the Geosoft Oasis Montaj software Gravity module. The Bouguer anomaly was then calculated and represents the total gravity of the profile area. In order to delineate the shallow surface changes in density and acceleration of gravity, the larger deep-seated regional features and their effect on total Bouguer gravity must be removed. A regional-residual separation filter (fourth-degree polynomial surface) was used to separate the regional and residual components of the gravity field. Taking the difference between the total Bouguer anomaly and the regional anomaly we calculate the residual gravity anomaly (Farnsworth, 1980; Boler & Klein, 1990). The residual anomaly profile generated by the

fourth-degree polynomial surface, with a 100 m sampling space, provide the base for 2D modeling.

The gravimetric modeling was also based on field data (lithological contacts and structures) and basin - basement interface depths, obtained from 8 wells drilled in the basin and surroundings (Valiati & Maron, 1974). The values of basin and basement lithologies density were obtained through laboratory analysis, however, the densities apply at the gravimetric model are related to the basin formations, since these are generally composed by different lithologies interspersed.

2.3.3. Structural outline

The structural analysis included the geophysical-structural framework and the dynamic analysis of the Campo Alegre Basin, which supported the deformations hierarchy proposal for this basin. The geophysical-structural framework was based on the surface structural analysis through the lineaments tracing in remote sensor images (Shuttle Radar Topography Mission, SRTM) at different illuminations (azimuth 0°, 90° and 315°), integrated with data field, bibliographic data, and structural subsurface analysis, performed with interpretation of lineaments in aerogeophysics and gravimetric modeling. The field data included measured fault planes, slikenesses and slikenlines

The analysis of structural data aims to identify and prioritize the tectonic events associated with the formation and deformation of the basin, to characterize its structural style and the associated paleoefforts orientation. The field data were analyzed together with geophysical maps and lithologic sections. The field structural data were processed and interpreted through stereograms generated at OpenStereo (Grohmann & Campanha, 2010). The same was done for bedding surfaces and flow structures in order to identify active tectonic processes during the deposition and accommodation of these rocks. The paleostress was obtained from each fault plane applying the Right Dieder Method (Angelier & Mechler, 1977) by using Wintensor 5.0.6 software (Delvaux, 2012), allowing the individualization of deformation events.

2.4. Results

The multiscale approach and integrated analyzes of geophysical and structural data were fundamental for characterization of the structural framework of the Campo Alegre Basin.

2.4.1 Aerogeophysical framework

The gamma-ray maps show regions with higher concentrations of each element. The K is concentrated at the western edge of the basin and at the north region (Figure 2.3-A), while eU and eTh are concentrated in the central region. The distribution of eU in the basin is higher in the central portions (Figure 2.3-B) while the eTh concentrations are more expressive and continuous, covering almost the entire basin center, with the highest values concentrated following the NW trend of the basin (Figure 2.3 – C), almost in a concentric pattern. Based on the ternary map and on the digital terrain model (DTM) was possible identify five gamma-ray spectrometric domains, delimited on basis of visual inspection (Figure 2.3 – D, Table 1). The three most expressive in area (domains 1, 2, 3, Figure 2.3 – D) have a good correspondence with the mapped lithological units (Figure 2.3 – E). The others present punctual expressions.

Table 1: Range values of the radionuclides of gamma-ray spectrometric domains (see Figure 2.3-D).

Gamma-ray Spectrometric Domain	K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)
1	1.12 – 4.41	1.18 – 2.95	3.68 – 11.82
2	1.06 – 3.08	1.23 – 2.73	7.21 – 21.28
3	0.73 – 2.96	1.73 – 4.47	8.36 – 29.09
4	0.88 – 1.25	1.04 – 1.72	3.68 – 7.30
5	1.63 – 3.81	1.93 – 3.51	20-10 – 22-99

The gamma-ray spectrometric domain 1 (Figure 2.3D) reflects high concentrations of K (%) in relation to eU and eTh, presenting bigger expression in the western border of the basin and occurrences in the east and north borders, located near topographic lows. This concentration of K can be due to remobilization of this element by weathering or it may reflect the mineral composition of the arcosean sandstones in the southwest of the basin and of the conglomerates associated to breccias in the northeast edge of the Bateias Formation (Figure 2.3E). The domain 2 presents higher concentrations of K and eTh in relation to eU, occurring concentrically to the edges of northern portion of the basin (Figure 2.3D). The domain 2 is partially equivalent to the basalt and andesite exposures of the Campo Alegre Formation and to mudstone and siltstone of the Bateias Formation on the northeast border (Figure 2.3E).

In the central portion of the basin, a region with low K and eU but high concentrations of eTh is observed, characterizing domain 3 (Figure 2.3D), possibly caused by the weather leaching of those elements to lower topographic regions (possibly to domains 1 and 2). The area of this domain is equivalent to the rhyolite, trachyte, quartz trachyte and ignimbrite exposures of the Campo Alegre and Rio do Turvo formations.

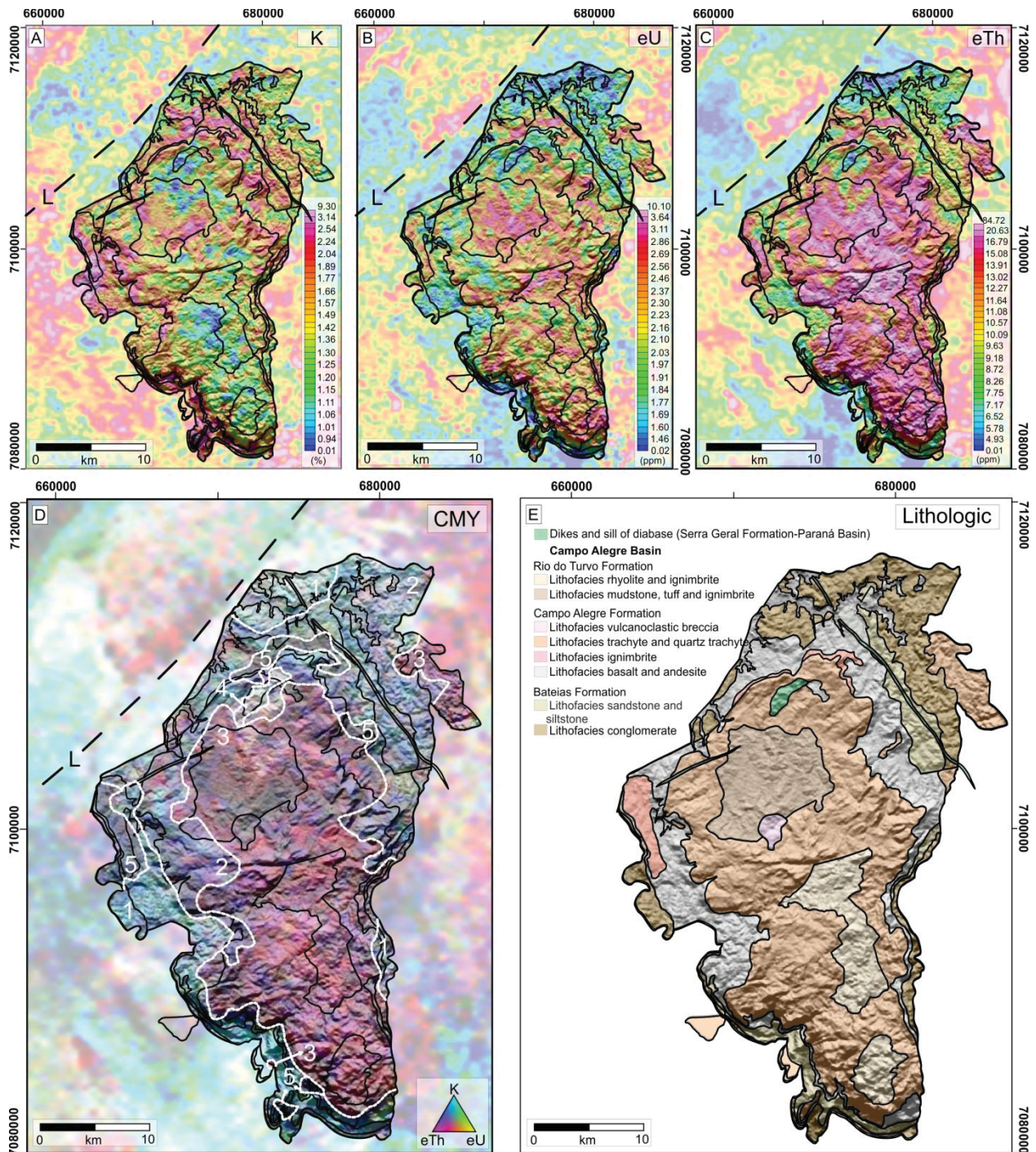


Figure 2.3: Airborne gamma-ray spectrometric maps of the Campo Alegre Basin. (A) K (%); (B) eU (ppm); (C) eTh (ppm); The L dashed line refers to the N45E rectilinear feature located north of the basin; (D) Ternary composition in CMY colors (K, eTh and eU) indicating the gamma-ray spectrometric domains (1, 2, 3, 4 and 5) in white lines (see text); (E) Lithological map of Campo Alegre Basin. Modified from Citroni (1998) and Toniolo & Souza (2015). The black polygon marks the mapped basin limit.

The domain 4 corresponds to the diabase sill observed in the northern portion of the basin and is characterized by the white coloration on the CMY ternary map, due to low gamma-ray spectrometry signatures of the 3 radionuclides. Domain 5 is characterized by equivalent values of the 3 radionuclides, resulting in the dark gray coloration observed on the CMY ternary map (Figure 2.3D). This domain shows good correlation with the ignimbrite lithofacies of the Campo Alegre Formation, located in the northwest of the basin and at the contact between the basalt and andesite unit with the trachyte unit in the northeast of the

basin. Other occurrences of this domain are featured in the southwestern portion of the basin, with no apparent lithological correlation. The gamma-ray spectrometric maps also allow identify a rectilinear feature located at the northwest edge of the basin (Figure 2.3A, B, C, D – L), with approximate N45E direction. This feature is represented as a significant increase in the values of K (%), eU (ppm) and eTh (ppm), in relation to the standard signature of the surrounding region (Figures 2.3A, B and C – L). This lineament is better characterized in the aeromagnetic maps.

The set of positive magnetic lineaments seen at the northwest of the basin (Figure 2.4A) reflects an expressive magnetic anomaly with approximate direction N45E (Figure 2.4F – 1). This anomaly is correspondent to Guaricana shear zone. A N45W positive magnetic lineament (Figure 2.4F – 8) intersects this anomaly, masking its geophysical signature, generating a discontinuous lineament. In order to reduce this interference, the magnetic field was continued up to 500 m, resulting in continuous trace (Figure 2.4B).

The Campo Alegre Basin displays strongly positive anomalies concentrated at the center-north portion of the basin, while the southern portion reflects negative anomalies (Figure 2.4 – A). This configures the asymmetric magnetic signature of the basin and the two magnetic zones are divided by a set of positive anomalies. Aerogeophysical data detected a structural control on north portion. Overlapping TDR (magnetic anomalies highlighting body centers; Miller & Singh, 1994) and TAHG (magnetic anomalies highlighting body borders; Ferreira *et al.*, 2013) supplemental maps (Figures 2.4-D and 2.4-E, respectively), others positives and negatives anomalies lineaments are observed.

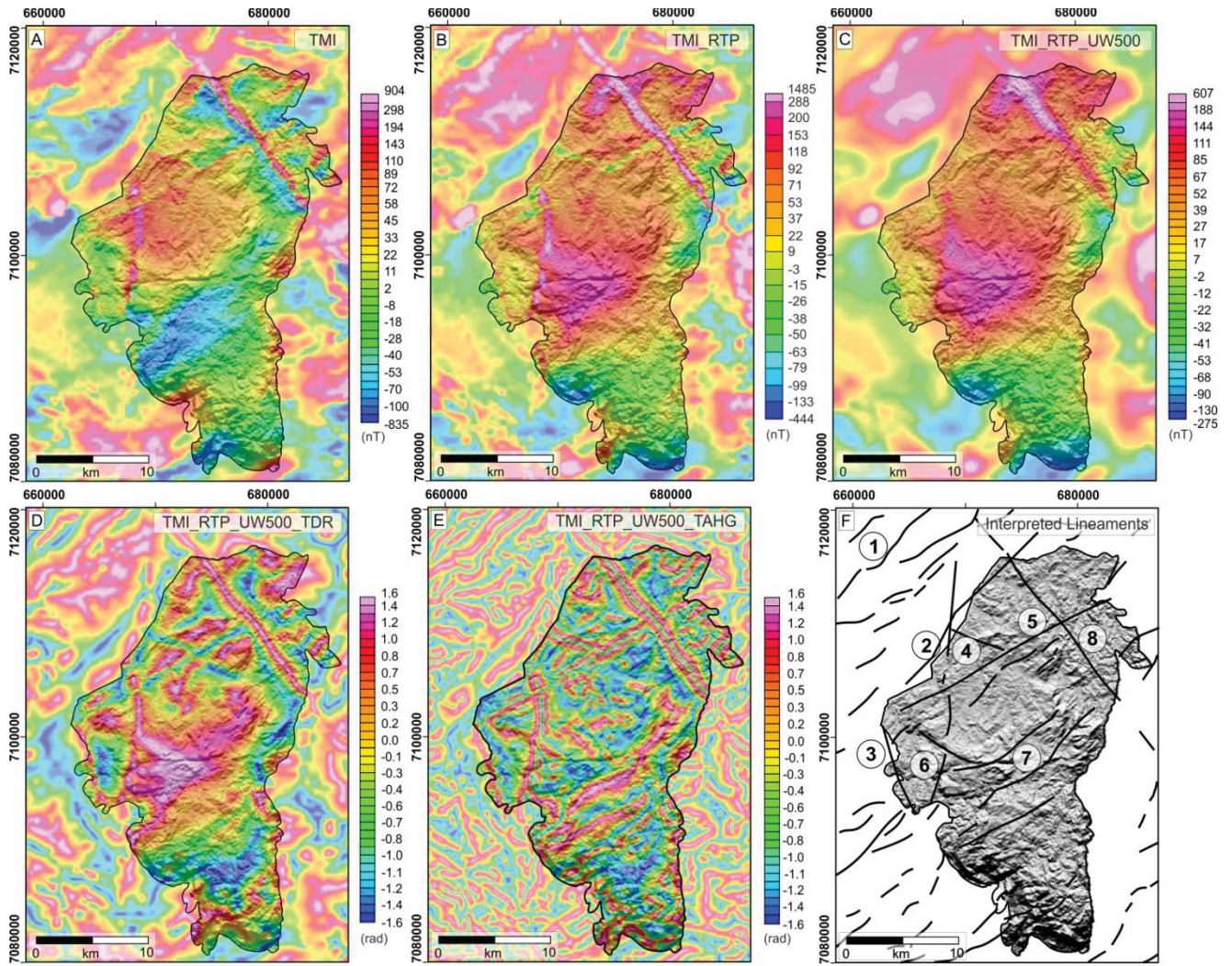


Figure 2.4: Aeromagnetic maps of the Campo Alegre Basin (see text). (A) Total magnetic intensity; (B) Total magnetic intensity reduced to pole (TMI RTP); (C) Total magnetic intensity reduced to pole with application of upward continuation to 500 m (TMI RTP_UW500); (D) Tilt angle map (TMI RTP_UW500_TDR); (E) Tilt angle of horizontal gradient (TMI RTP_UW500_TAHG); (F) Magnetic interpretation map; the numbers refer to magnetic lineaments cited in the text. The black polygon marks the mapped basin limit.

Among the positive anomalies are observed a N30E lineament at the northern boundary of the basin (Figure 2.4F – 2), a N20W lineament at the western border (Figure 2.4F – 3), a N15E lineament (Figure 2.4F – 6) and a set of N60E lineaments (Figure 2.4F – 7), which separate the portions of the basin with distinct magnetic signatures. There are two significant negative lineaments. The N70E (Figure 2.4F – 5) is a continuous negative lineament, observed throughout the northern extension of the basin, from the western to eastern edge, where it's cut by N45W positive anomaly (Figure 2.4F – 8). The other negative lineament is observed on north of this structure. This N80W lineament appears to be limited by the N30E positive lineament (Figure 2.4F – 2) and the negative one.

2.4.2. Gravity model

As the gravity data modeling aimed to identify the basin structural framework and the contact geometry with basement rocks residual and regional anomalies were separated in order to discriminate the gravimetric signal from deep sources from the anomalies of interest, known shallower. Thus, the residual-regional separation was obtained by polynomial functions of 1st to 4rd degree subtracted from the Bouguer anomalies, resulting on the residual profiles of 1st, 2nd, 3rd and 4rd (Figure 2.5A-E). A basement-basin framework model was generated in the fourth order residual data, considering region's topography and a thin layer with soil characteristics, since it was a shallow region modeling (Figure 2.6).

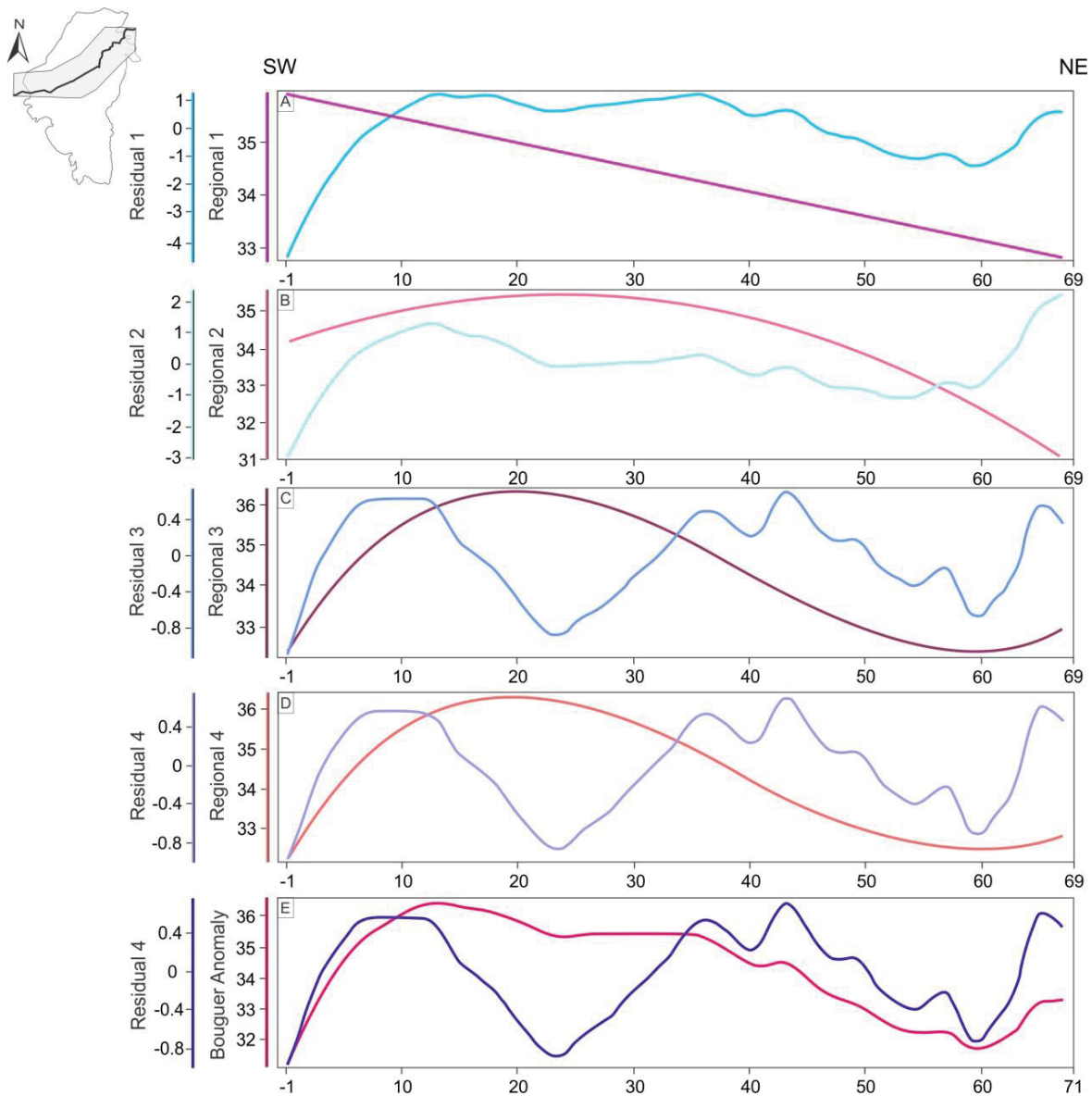


Figure 2.5: Gravity anomalies profiles: A) Residual and regional profiles of 1st order; B) Residual and regional profiles of 2nd order; C) Residual and regional profiles of 3rd order; D) Residual and regional profiles of 4th order; E) Residual profile of 4th order and Bouguer anomaly profile.

The Bouguer anomaly profile comprises positive anomalies and values ranging from 31.2 to 36.5 mGal (Figure 2.5E). The highest values are observed at southwest edge of the basin and the lowest is seen at the northeast edge. The fourth order residual profile (Figure 2.5E) show positive and negative values (from -1.02 to 0.89 mGal) and characteristics of the basin-basement interface became more evident. Three regions of gravimetric highs are distinguishable, interspersed with two regions marked by lower values. The residual anomaly map was then generated and superimposed on basin lithological tracing for the gravimetric modeling.

Based on the model it can be inferred that Campo Alegre Basin has a pattern of thickening from the edges to the center. On the west edge, this thickening is more gradual than on the east edge, which presents successive variations in the basin-basement contact depth (Figure 2.6). The depth of basin-basement contact at western border was indicated by the well number 10 as 45 m below surface (Figure 2.2; Valiati & Maron, 1974). This was the only basin-basement depth data since other wells didn't reach the contact. However, wells number 1 and 3 reach the greatest depths, approximately 350 m, indicating the minimum thickness for the basin.

The southwestern portion of the fourth order residual anomaly profile is marked by a gravimetric high interpreted as a shallower basement region, superimposed by sedimentary rocks of densities between 2500-2700 kg/m³. The central region of the profile is characterized by a gravimetric low whose adjustment of calculated model to the observed curve is only possible by increasing the depth of basin-basement contact. In this region the basement reaches the greatest depth, approximately 850 m. This thicker region of the basin could be interpreted as its depocenter (Figure 2.6). The northeast portion of the profile presents more variation and gravimetric intercalation than the previous ones, with more defined positive peaks. The first one is possible related to internal density variation of the basin rocks. This positive peak is followed by a gravimetric low possibly caused by the effect of basement structural low. The second peak is related to the presence of an already mapped diabase dike.

Based on the model it can be inferred that Campo Alegre Basin has a structural framework related to rift system, with basin ward-dipping normal faults development (Figure 2.6).

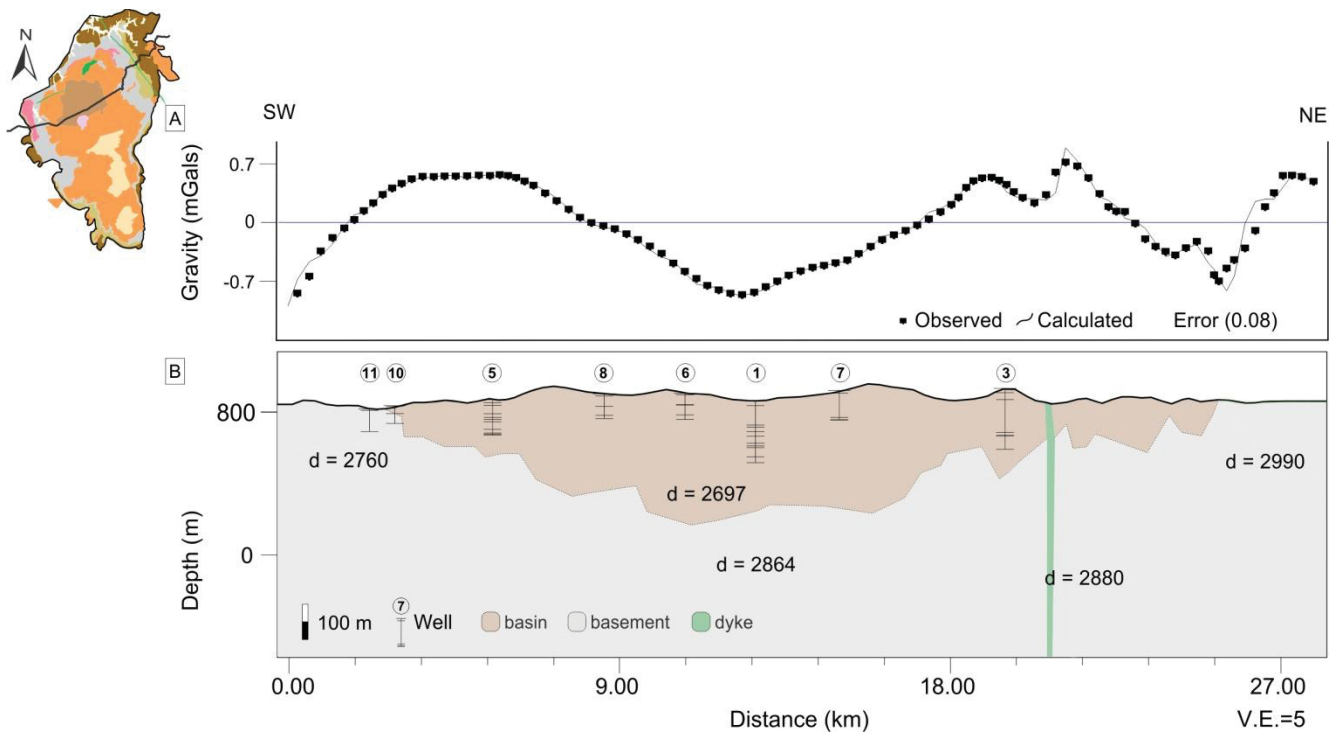


Figure 2.6: Gravity model of the basin-basement interface framework. Density (d) in kg/m^3 . The horizontal bars observed in the wells indicate the depths of the lithological contacts.

2.4.3. Structural field data outline

The Campo Alegre Basin is located between two shear zones, corresponding to Neoproterozoic structures, described by previous works (e.g. Siga Jr., 1995; Kaul, 1997; Harara, 2001; Cury, 2009), such as Piên-Tijucas shear zone at the north and Palmital shear zone at northwest (Figure 2.1). In addition, one borderline structure could be confirmed through geophysical signature and field data, the Rio Negro fault (Figure 2.4F – 2; Citroni, 1998), besides intrabasin faults. The expressions in outcrop exposures of main structures identified in Campo Alegre Basin are describe below.

Rio Negro fault

Field data allowed relate the N30E positive magnetic lineament located at the northwest of the basin and express on gamma-ray images (Figure 2.4F – 2; Figure 2.3A, B, C, D – L) as the Rio Negro fault (Citroni, 1998). The structures related to this fault were found in outcrops located on magnetic anomaly tracing. It is associated to ductile and brittle features developed onto biotite gneiss of Luis Alves Terrane, indicating a polyphasic movement. Ductile records are found near Tijucas Basin (Figure 2.1), where arise mylonites with more than 10 m of damage zone and gradual passage between host rock and proto to ultramylonite. They present anastomosed foliation, defined by the biotite/amphibole orientation at N35-55E/subvertical, associated with stretching lineation of quartz and alkali feldspar (230/10).

At the northwest edge of the Campo Alegre Basin there are gouge, breccias and cataclasites observed in the biotite gneiss basement rocks associated to N30E faults planes. Left-lateral strike-slip movement is evidenced by slickensides and slickenlines. These structures are found in outcrops located on the magnetic anomaly tracing.

Basin structures

The structural record observed in Campo Alegre Basin is predominantly brittle. Occasional occurrences of ductility are found in the proximity of faults found at the basal stratigraphic sequence, especially on conglomerates, that exhibit elongated clasts. Normal faults are the structure most common in the basin, being observed in a wide range of orientations. The structures with northeast and EW are predominantly normal faults, with transtensive right-lateral component indicated by slickenlines. The same is observed at NW and NS structures, but these structures presents more left-lateral component.

The Campo Alegre Basin presents two important structural asymmetries. The basin features a well-marked N70E normal fault system, located approximately in the middle of the basin, that separate it into two portions (Figure 2.4F – 6). The northern portion is more expressive in area and exhibits a structural pattern at shaded relief maps characterized by northwest and northeast structures, while the southern portion exhibits less structural control and a northeast trend. The basin presents another structural asymmetry expressed by higher intensity of faults at the east border in relation to western border and by presence of folds and vertical layers of pelitic rocks observed only at east border.

Dynamic analysis of 98 fault planes with kinematic indicators resulted in the recognition of 3 tectonic events related to the installation and development of Campo Alegre Basin. Tectonic events and its paleostress orientation were obtained from the Right Dieder Method (Angelier and Mechler, 1977) and then compared with structures observed in field. During the first event (E_1) the extensional component (σ_3) was predominantly horizontal at almost NS (Table 2), combined with a second horizontal component (σ_2) slightly EW, oblique to basin main axis. The shortening component (σ_1) was sub-vertical (Figure 2.7A). This arrangement is compatible with the predominance of normal faults, as a result of extensional deformation. The combined action of the two distensives components resulted in the generation of N45-80W normal faults and N60-80E normal faults with strike-slip component. This event was also related to the origin of NNW-NNE normal faults with left-lateral strike-slip component.

Table 2: Mean paleostress orientation of deformation events identified at Campo Alegre Basin.

	Nature of fault	Number of slip data	σ_1 average	σ_2 average	σ_3 average
E_1	Normal	38	N121/68	N247/13	N341/17
E_2	Normal + strike slip	23	N171/50	N62/15	N321/36
E_3	Reverse + strike slip	37	N345/03	N254/26	N82/64

During second event (E_2) extensional component (σ_3) was at NW-SE, sub-horizontal and σ_2 was a compressive stress at NE-SW, horizontal. This configuration associated with σ_1 sub-horizontal resulted in development of EW normal faults, with a transtensive component sub-vertical, and ENE-WSW right-lateral strike-slip (Figure 2.7B).

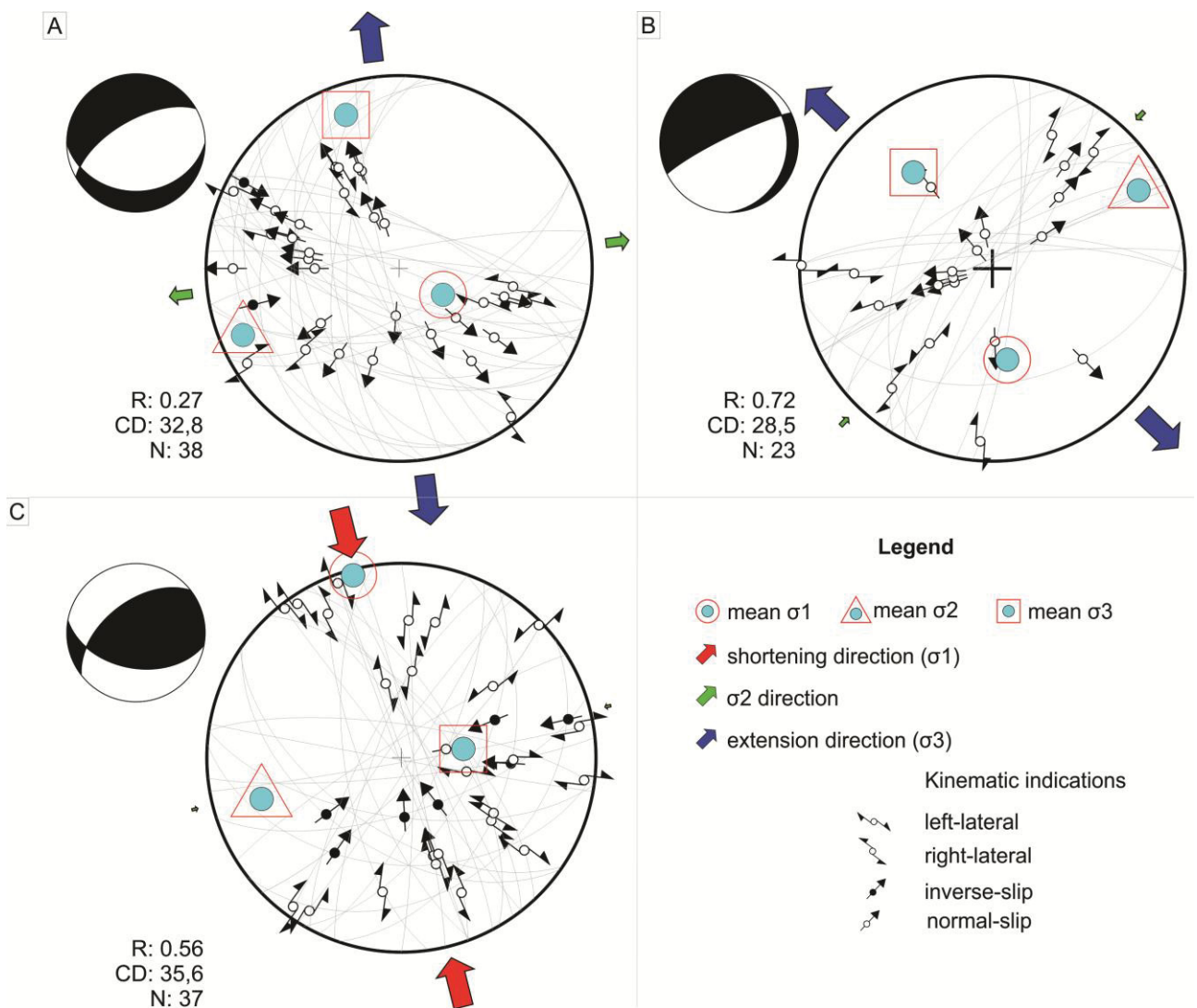
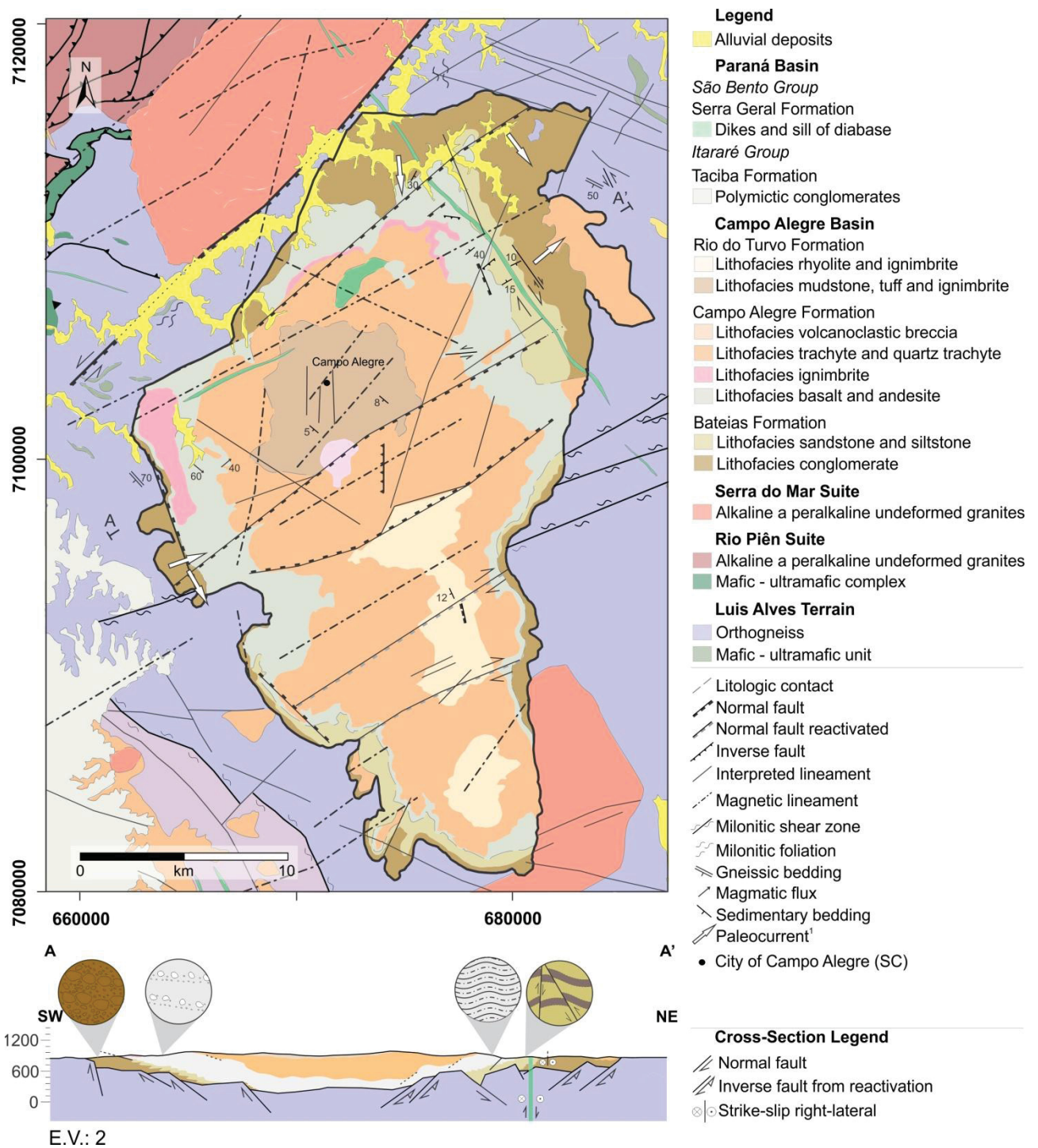


Figure 2.7: Structural diagrams of the three tectonic events recognized at Campo Alegre Basin based on 98 fault planes with kinematic indicators: A) Extensional event (E_1); B) Extensional event (E_2); C) Compressional event (E_3).

The third event (E_3) in Campo Alegre Basin is associated with the generation and reactivation of NNW e EW left- and right-side strike-slip faults. Locally, these faults may be associated with dykes. Reactivation of E_1 normal faults as inverse is also associated with this

event. During E₃ the mean compressional component (σ_1) was sub-horizontal at NW-SE, conferring compressional character to the event.



2.5. Discussion

Geophysical-geological framework

The geophysical data, structural and stratigraphic analysis shows that Campo Alegre Basin presents important asymmetries, which makes complex the construction of the evolutionary history of the basin. Yet, the gamma-ray spectrometric maps suggest a concentric basin fill.

The concentric distribution of radionuclides observed in gamma-ray images reflects the geometry of the volcano-sedimentary units that fill the basin; however, the boundaries of the basin are not clearly distinguishable on these maps. The gamma-ray images show that K (%) has higher concentrations in units of western edge (Figure 2.3A), while eU and eTh have high concentrations (ppm) in central units of the basin (Figures 2.3B, C). Based on maps, five gamma-spectrometric domains were identified, which showed good correlation with the main units of the basin (Figure 2.3D).

This basin presents geometric, structural and magnetic asymmetries that allow its division into two portions, north and south. The asymmetries observed on the two portions of Campo Alegre Basin are marked by N70E positive magnetic anomaly (Figure 2.4F – 7). The geometric asymmetry is easily recognized in basin geological maps (Daitx, 1979; Citroni, 1998; Toniolo & Souza, 2015), being characterized by a north portion with greater longitudinal width than south. While north portion presents an average width of 22 km between west and east border, the south portion presents on average 10 km between the two opposite edges, narrowing to the southern end.

North-south separation suggested by basin geometry is observed in the magnetic images of total magnetic intensity data reduced to pole. The northern portion is characterized by positive anomalies, as a circular shape, and the south region presents moderate to negative magnetic signatures (Figures 2.4A, B and C).

On structural scope, the north section is more affected than south. North region shows both NW and NE fault planes orientation while the south section display prevalence of NE structures. The NE structures observed are predominantly normal faults, some presenting right lateral strike-slip component. The same is observed at NW structures, although faults of this direction shows predominance of left lateral strike-slip component. The structural analysis ratifies the postulate in the literature, that there is a predominance of brittle tectonics acting

on Campo Alegre Basin (e.g. Daitx & Carvalho, 1980; Citroni, 1998; Kaul, 1997). On Shuttle Radar Topography Mission digital surface model (SRTM; Farr *et al.*, 2007), a circular feature of ~10 km diameter is observed in its northern portion (Figure 2.4F). Such geomorphological feature may be related to the volcanic activities that filled the basin, being a suggestion of a magmatic chamber in correspondence to the positive magnetic values indicated in the total magnetic intensity data reduced to pole map (TMI_RTP, Figure 2.4B), with upward continuation (TMI_RTP_UW500, Figure 2.4C) and tilt angle enhanced method (TMI_RTP_UW500_TDR, Figure 2.4D).

The Campo Alegre Basin presents an asymmetry between the conglomerate deposits of eastern and western borders, identified at geological sections based on outcrop data, structural and well data. The deposits observed at the eastern border are thicker than those of the western edge of the basin (Figure 2.8). This asymmetry of the sedimentary deposits could reflect the structural asymmetry of the basin, according to the half-graben model (Rosendahl *et al.*, 1986). The eastern border being more active at the initial stages of development of the basin and the west border acting as flexural border. Paleocurrent data from these deposits indicate that the flow occurred towards the eastern edge and not to the current center of the basin how would be expected (Castro *et al.*, 2017; Castro, 2018; Quiroz-Valle *et al.*, 2019). These data, however, may be affected by the deforming tectonics in the basin, with block rotation.

Geological-gravimetric model infers normal NW-SE faults as Campo Alegre Basin possible precursors in agreement with the structural data. The correlation between the gradual thickening observed on the west edge with the low-angle sedimentary bedding suggests a less intense tectonic on the west border than on the east one. On the east border sedimentary bedding displays high angle dip (40-80), reflecting block rotation by faults. The maximum thickness interpreted in gravimetric modeling is approximately 850 m, located in the central longitudinal region of the basin, and is considered to be its depocenter.

The geological-gravimetric model shows a structural configuration controlled by apparent grabens arranged in a relatively symmetrical way, initially discarding a half-graben basin configuration. Nevertheless, no significant NW fault related anomalies are observed at maps of magnetic anomalies, in which NE structures are well evidenced. There is, however, a NNW lineage characterized by magnetic low observed near the western edge of the basin (Figure 2.4D - E). The possible explanation for the obliteration of the NW faults would be

oxidizing hydrothermal fluids percolation, which lead to the demagnetization of these structures (Borradaile *et al.*, 2003; Castro *et al.*, 2014; Chernicoff *et al.*, 2014).

The hydrothermal fluids influence in Campo Alegre Basin is evidenced by the frequent presence of K-feldspar veins and/or argillized host rock, especially in the south portion of the basin. In these rocks is observed intense argilization, being exploited in the southern basin ores with kaolinite + quartz (white ore) associated with open fractures and kaolinite/halloysite+quartz+illite/muscovite (green ore) associated with closed fractures, formed by the combination of vulcanogenic and supergenic hydrothermal alterations (Biondi *et al.*, 1999; Biondi *et al.*, 2001). The fluid that originated both ores had the same chemical behavior leaving the host rocks equally enriched in Zr e Y and lost on SiO₂, Al₂O₃, K₂O, Na₂O, Fe₂O₃, Rb and Sr (Biondi *et al.*, 1999). The intense leaching of the rhyolites that gave rise to the white ore (Biondi & Furtado, 1999) may explain, together with the topography, the low K values found in gamma spectrometric domain three. The percolation of the hydrothermal fluids would have occurred through a system of fractures of north-south direction (Biondi *et al.*, 2001).

The magnetic lineaments observed in the images of the total magnetic intensity reduced to the pole, plus TAHG and TDR enhancement methods, support structural context of the basin and basement (Figures 2.4C, D and E). The positive anomalies lineament at the northwest boundary of the basin (Figure 2.4F – 2) hosted on the biotite-gneiss basement was interpreted as the Rio Negro fault through field data validation. The gamma-ray spectrometric maps also allow identify the rectilinear feature located at the northwest edge of the basin as a pointwise increase in the values of the radionuclides (Figures 2.3A, B, C and D). It is a ductile initial character fault, with proto- to ultramylonites generation associated to symmetrical boudins and porphyroclast parallels to mylonitic foliation. Therefore, the motion sense of the fault was undetermined. The development of cataclasites and breccias on basement rocks indicates that there was at least one phase of deformation in brittle conditions.

Tectonic evolution

The main evolutionary models proposed on literature for Campo Alegre Basin involve nucleation by reactivation of NE-SW right lateral strike-slip faults (Kaul, 1997; Citroni, 1998) or by development of normal faults in rift system, by reactivation of former NE-SW structures in the neoproterozoic basement (Almeida *et al.*, 2010).

Kaul (1997) characterize the Piên-Tijucas shear zone and Corupá lineament as a right lateral strike-slip fault duo, which would have conditioned the installation of the Guaratubinha and Campo Alegre basins. The deformation in the vicinity of the limiting structures would be more intense, as observed in the geometry of Guaratubinha Basin and granitic bodies at north and south. The Campo Alegre Basin location regards the faults motion would attenuate the deformation associated with those structures. Right lateral strike-slip faults with N20-40W direction would be the responsible for the emplacement of several igneous bodies in the region and for the main structures of the Campo Alegre Basin. According (Kaul, 1997) such faults would represent early extensional phases, later reactivated as antithetical, although the author also does not rule out association with high-angle compressive efforts.

However, based on basin-basement structural characteristics and basin asymmetries it is possible to interpret a slightly different evolutionary history. The basin lies above basement rocks with both NW-SE and NE-SW structures orientation (Figure 2.2) that acted as facilitators of its installation. Thus, the installation of the Campo Alegre Basin would have been due to the development of conjugated normal faults in orthogonal rift systems (McClay & White, 1995), as shown by the structural and gravimetric interpretation. This event is registered as N60W normal faults in the gneisses of the Luis Alves Terrane, to the northwest of the basin (Figure 2.4F – 3). The conglomerates of Bateias Formation at this border have their origin linked to the movement of these faults, in debris flow deposits (Citroni *et al.*, 2001; Castro, 2018; Figure 2.8A).

On the northern border, however, these rocks are affected by N70E normal faults (Figure 2.4F – 2), and the conglomerate deposits are conditioned by these faults, also associated with debris flows and imbricated clasts of polymictic paraconglomerates indicating paleocurrent from north to south. The arrangement of the magnetic lineaments and field observations suggest that N70E normal fault set development occurred in a concomitant manner or shortly after the NW fault system, along pre-existing tectonic fabrics (Bladon *et al.*, 2015; Pongwapee *et al.*, 2018; Lemna *et al.*, 2019;).

The geometric and structural asymmetries identified between the northern and southern portions of the Campo Alegre Basin. The basin is more wide in the north and presents predominance of NW structural trend, while the south is thinner and presents NE preferential structural trend. This suggest a differential extension development between N60W and N70E normal faults in the southern portion. In this portion, the development of

N70E rift system would have been more expressive than the N60W system. Such differential development may be a response of pre-existing structural heterogeneity in the basement or local variation of the tensors. As the rocks of the south portion of the basin present a high degree of argilization, the structural data used are mainly, but not exclusively, of the north-central portion.

Facies and provenance analysis of conglomerates and conglomeratic sandstones of the Bateias Formation concluded that the sedimentary contribution was from north to south in the northern portion of the basin and from west to east on the west border (Citroni, 2011; Castro, 2018; Quiroz-Valle *et al.*, 2019). Castro (2018) observed that the east border conglomerates shows less variety on lithotypes clasts constituent, predominating Luis Alves Terrane metamorphic rocks and mylonites. The mean paleocurrent obtained at this region indicate flow from west to east. However, the conglomerates located in the northern and eastern basin sections shows greater lithologic variety. In this region there is a predominance of granitic terms from the Rio Piên Granite Suite (Machiavelli *et al.*, 1993; Harara, 1993) and the paleocurrent registered indicates a north to south flow. When sediments coming from the north reached the basin center, they took a new direction, eastbound (Castro, 2018).

As recognized by Castro (2018) and Quiroz-Valle *et al.* (2019), the Piên Magmatic Arc was the main source for the initial filling of the basin, the Bateias Formation. The Piên Magmatic Arc unit was formed by the subduction of Luis Alves Terrane, during the Brasiliano/Pan-African Cycle (Basei *et al.*, 1998a; Harara, 2001; Silva *et al.*, 2005). Two magmatic manifestations are recognized, one in 620 – 615 Ma and another in 615 – 610 Ma, followed by regional tectonic stabilization between 607 – 595 Ma, based on ages of the regional cooling obtained by K/Ar (Harara, 2001). Based on these ages and in geochronological analyzes on volcanic rocks as clasts of conglomerates of the Bateias Formation, it is suggested the maximum age of its deposition between 606 – 590 Ma (Quiroz-Valle *et al.*, 2019), limiting the maximum age of event E₁. Flow within volcanic rocks from the top of the stratigraphic succession, trachytes and rhyolites of Campo Alegre and Rio do Turvo formations, have concentric and low angle dips towards basin center. This indicate few tectonic movements at the moment of eruption, possibly at the end of the E₁ (Figure 2.9C). As the assumed magmatic chamber located in basin northern portion emptied, the caldera collapsed, with development of basin ward-dipping normal faults (Citroni, 1998).

The second event (E₂) recorded in the Campo Alegre Basin is a reflection of Palmital shear zone movement. This shear zone and the Alexandra shear zone originated from the

collision of the Paranaguá Terrane to the Curitiba and Luis Alves terranes. These are left-lateral strike-slip kinematics with oblique component (Cury, 2009). In the basin this event is mainly recognized on its eastern border, by generation of numerous strike-slip faults with oblique component. Normal ENE faults from first event were reactivated as right-lateral strike slip (Figure 2.9D). These faults generate rotation and tilting of blocks, verticalizing the original sedimentary bed of siltstones and sandstones, possibly explaining the paleocurrent towards the east found by Castro (2018) and Quiroz-Valle *et al.* (2019). The final phases of the volcanism that filled the basin percolated through NS and EW faults and fractures developed also on this event, and the hydrothermal action in the host rocks generated the clay deposits (Biondi *et al.*, 1999; Biondi *et al.*, 2001).

The third event (E_3), recorded strike-slip faults, is related to intense fracture and magmatism developed in the Mesozoic, during the early stages of the South Atlantic rifting. At Campo Alegre basin the deformation associated to this event is characterized by right- and left- lateral strike-slip faults, mainly in the east border and in the center of the basin – where normal EW faults were also reactivated as inverse (Figure 2.9E).

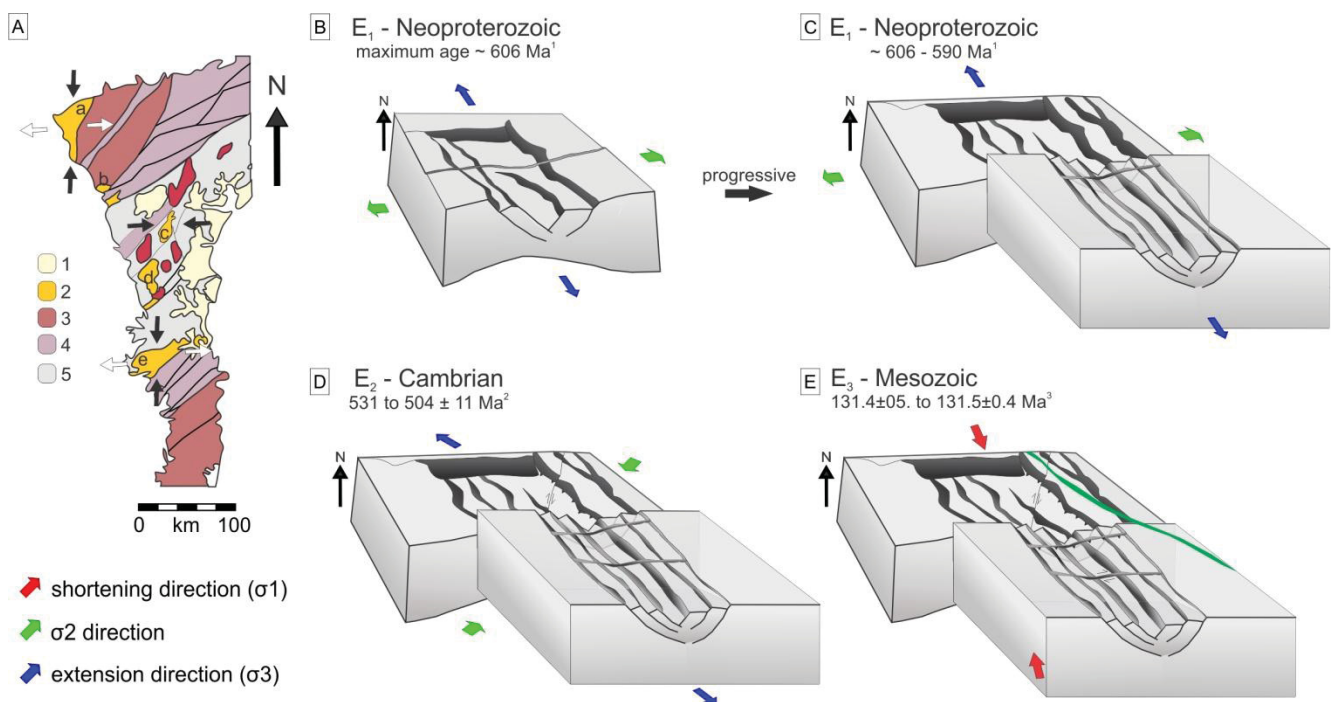


Figure 2.9: Evolutionary model of the opening and deformation of Campo Alegre Basin. A) Regional location of Campo Alegre Basin and paleoefforts directions of nearby transitional stage basins; B) Paleoefforts and structures of E_1 ; C) Evolution of the normal faults of E_1 ; D) Paleoefforts and structures of E_2 ; E) Paleoefforts and structures of E_3 . 1. Cenozoic deposits; 2. Transitional stage basins: a) Castro, b) Camarinha, c) Guaratubinha, d) Campo Alegre, e) Itajaí; 3. Anorogenic middle and late Ediacaran granites; 4. Syn-Orogenic granites and fold-belts (>610 Ma); 5. High-grade terranes of Paleoproterozoic-Archean cratonic blocks. Inferred ages: ¹ maximum age of deposition of Bateias formation from LA-ICP-MS U – Pb on detrital zircon Quiroz-Valle *et al.*, 2019); ²K-Ar in dated biotite on mylonites (Cury, 2009); ³maximum age of deformation from ID-TIMS U-Pb dating of baddeleyite-zircon dykes (Almeida *et al.*, 2015).

2.6. Conclusion

The so-called South American Platform transition-stage basins record the crust final stabilization processes during the Neoproterozoic at the end of the collisions of the Brazilian-Panafrican Cycle. An expressive representative of these basins is the Campo Alegre Basin (South Brazil). An integrated study of aeromagnetic data, ground gravimetry and structural analysis of this basin was carried out to characterize its magnetic-structural framework and its tectonic evolution. The integration of the geophysical and structural data allowed the recognition of the two portions with structural and magnetic distinct signatures.

The structural record observed in Campo Alegre Basin is predominantly brittle and Normal faults are the structure most common in the basin. The northern portion exhibits a structural pattern defined by northwest and northeast structures and is characterized by positive magnetic anomalies, while the southern portion exhibits less structural control, with a northeast trend and is characterized by negative magnetic anomalies. This two portions are separated by a set of positive lineaments correlated to normal faults.

The basin-basement interface gravimetric modeling showed that the basin presents a pattern of thickening from the edges to the center, controlled by NW normal faults. The correlation between structural and gravimetric model suggest an opening related to a rift system, concordant with proposed as the origin of all transitional-stage basins by Almeida *et al.*, (2010). However, the rift opening direction appears to have been different at the Campo Alegre Basin, with nucleation faults developed simultaneously at NW-SE and ENE-WSW. The initial space creation and basin installation processes are associated with NNW and ENE extensional tensors.

Taking into account the geographical proximity, similarity on stratigraphic succession and parallelism between NE normal faults observed at north and center of Campo Alegre Basin and NE two basin-bounding faults of Corupá Basin, the authors suggests that both basins were formed by the same event, at same context. The differential development of the extension of the normal N60W and N70E faults suggested by the structural and geometric differences between the northern and southern portions of the Campo Alegre Basin could explain the opening of the Corupá Graben and the homonymous basin. However, as this basin was not the object of the present study, the authors infer the possibility from the region data collected. Further investigation of the structural relationship between the two basins remain as a suggestion as subject of future work, as well as better characterization of magmatic chamber existence.

CAPÍTULO III

3. THE INFLUENCE OF BASEMENT STRUCTURAL INHERITANCE ON BASIN EVOLUTION: GUARATUBINHA AND CAMPO ALEGRE BASINS STUDY CASES (EDIACARAN-CAMBRIAN, SOUTHERN BRAZIL)

3.1. Introduction

Numerous basin-forming processes are currently described in the different known geotectonic contexts, and the influence of lithospheric mechanisms on most of them is undeniable (Allen & Allen, 2005). However, such processes and influences are often difficult to recognize, especially in ancient representatives. The different fields of geosciences knowledge combined with different techniques aims to facilitate such recognition. Such combination were applied on the study of two basins formed during Ediacaran – Cambrian transition, where the aim is to clarify if they were or were not nucleated as one single basin.

The successive subductions and collisions of the Brasiliano/Pan-African Orogeny governed the tectonic evolution of the South-American Platform during the Western Gondwana amalgamation (Figure 3.1A) during the Neoproterozoic (Brito Neves *et al.*, 1999; Basei *et al.*, 1998; Cordani *et al.*, 2009). After the Gondwana agglutination final phases the dominant tectonic regime becomes extensional (Basei *et al.*, 1992; Siga Jr. *et al.*, 1993; Gualda & Vlach, 2007), allowed the development of several volcano-sedimentary basins called “South-American Platform Transitional-Stage Basins” (Almeida *et al.*, 1981; Basei *et al.*, 1992; Siga Jr., 1995). These basins commonly feature northeast elongated geometry, faulted borders controlled by basement structures, similar infilling pattern and contemporaneous volcanic processes (Teixeira, 2000; Teixeira *et al.*, 2004).

In the Ribeira Orogenic Belt south-central portion two representatives of this set of basins stand out for the similarity shown in the volcano-sedimentary fillings, volcanic events ages and for the geographical proximity between them, the Guaratubinha and Campo Alegre basins (Daitx & Carvalho, 1981; Citroni, 1998). This seems to indicate a joint evolutionary history and led several authors to suggest a possible cogeneticity (e.g. Daitx e Carvalho, 1981; Citroni, 1998; Campanha *et al.*, 1994; Almeida *et al.*, 2010). However, when looked at in detail, they show more differences than similarities.

The main objective of this work is the establishment of the cogeneticity between the two basins and to contribute to the knowledge about the final stages of Gondwana amalgamation. The integrated use of geological and geophysical data has shown to be

efficient in order to understand the role of basement structures on the basin's development. Thus, the applied methodology includes the combined analysis of structural data, lithogeochemistry data and magnetic geophysical data to create an integrated evolution model for the study basins.

3.2. Tectonic Settings

The Ribeira Orogenic Belt (Figure 3.1B), configuring the Mantiqueira Province central area, is an elongated NE belt, bounded to the north by the Araçuaí Belt, extending to the southeast, where it is covered by the sedimentary rocks of Paraná Basin (Almeida *et al.* 1981; Basei *et al.*, 1992; Heilbron *et al.*, 2004; Silva *et al.*, 2005; Faleiros *et al.*, 2011; Hasui, 2012).

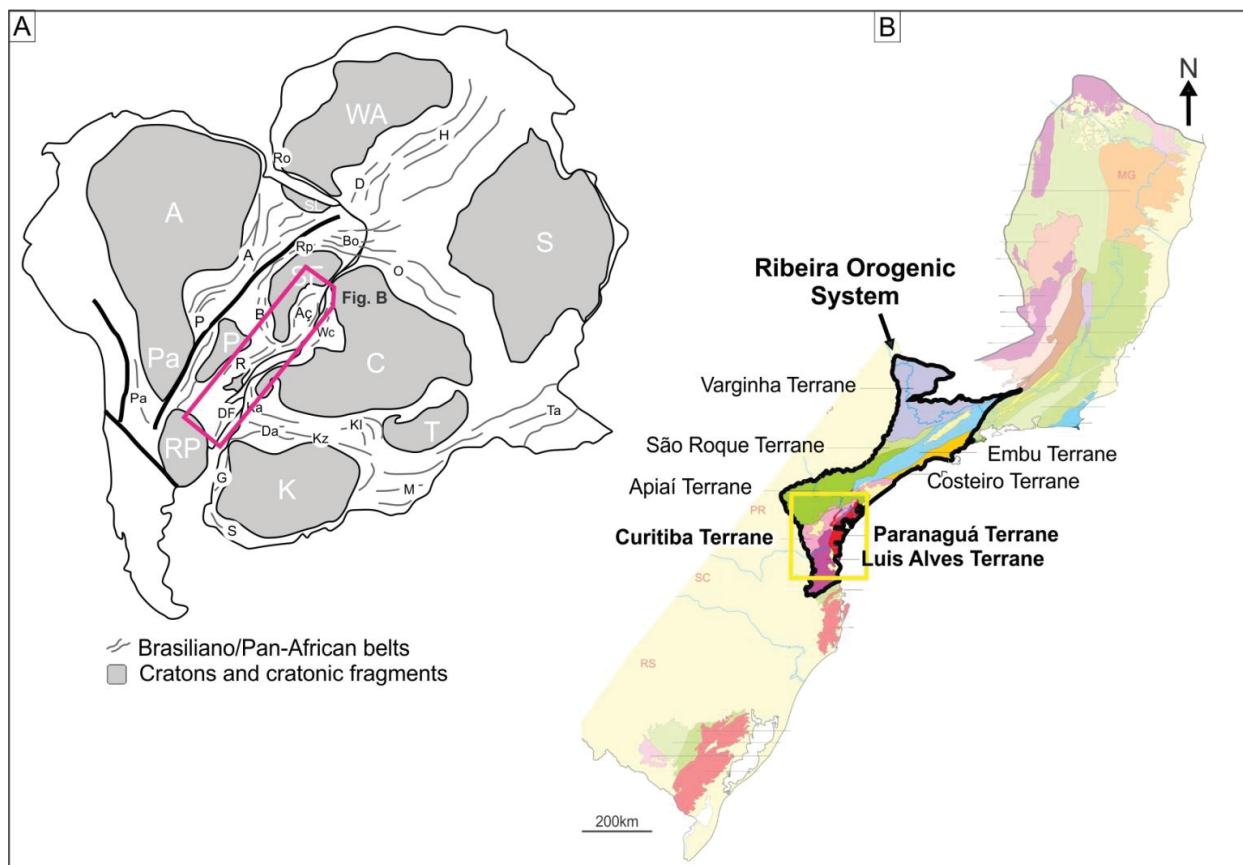


Figure 3.1: Geological and paleogeographic context of basins region: A) West Gondwana reconstruction, highlighting the Mantiqueira Province, shown in detail in B. Adapted from Passarelli *et al.* (2018). Cratons in gray: A. Amazonia; C. Congo; K. Kalahari; LA. Luis Alves; P. Paranapanema; SF. São Francisco; WA. West Africa. Brasiliano/Pan-African Belts: Bo. Borborema; Rp. Rio Preto; A. Araguaia; Aç. Araçuaí; P. Paraguai; B. Brasília; R. Ribeira; DF. Dom Feliciano; Pa. Pampean; H. Hoggar; D. Dahoney; Ro. Rockelides; O. Oubangides; Ta. Tanzania; WC. West Congo; Ka. Kaoko; Da. Damara; Kz. Katangan-Zambezi; Kl. Arco Katanga-Luilian; M. Mozambique; G. Gariep; S. Saldania; B) Divisions of Mantiqueira Province, highlighting the Ribeira Orogenic System and its terranes. Modified from Hasui (2012).

The south-central region of the Ribeira Orogenic Belt encompasses resulting terranes from the Ediacaran collisions between São Francisco, Paranapanema, Luis Alves e Congo

cratonic blocks and consumption of the Adamastor Ocean (Silva *et al.*, 2005; Heilbron *et al.*, 2008; Passarelli *et al.*, 2018). For this work four geotectonic units from the Ribeira Orogenic Belt are considered: the Curitiba, Luis Alves and Paranaguá terranes and the Piên Magmatic Arc, limited by thrust or transcurrent shear zones (Basei *et al.*, 1992; Silva *et al.*, 2005). The Luis Alves and Curitiba terranes represent continental crusts. As a result of oceanic crust consumption the Piên Magmatic Arc was created between the two terranes, around 615 Ma (Harara, 2001) (Figure 3.1B).

The Curitiba Terrane is composed of Archean-Paleoproterozoic basement unit, the Atuba Complex, and a succession of Neoproterozoic metasedimentary sequences, metamorphosed in amphibolite facies associated with intense migmatization (620-600 Ma) (Silva *et al.*, 1981a,b; Siga Jr., 1995). The southern portion, at the contact with Luis Alves Terrane, comprises the Piên Magmatic Arc, a deformed calc-alkaline granitic complex associated with mafic-ultramafic complex (Basei *et al.*, 1992; Machiavelli *et al.*, 1993; Siga Jr. *et al.*, 1993; Harara, 2001; Harara *et al.*, 2004). The Piên-Tijucas Shear Zone, a NE suture zone, puts it in contact with rocks of the Luis Alves Terrane (Siga Jr., 1995; Basei *et al.*, 1997) (Figure 3.2).

The Luis Alves Terrane consists of Archean-Paleoproterozoic granulitic orthogneisses, pyroxenites, metagabros, amphibolites and schists (Basei, 1985; Basei *et al.*, 1992, 1998b; Siga Jr. *et al.*, 1993; Harara, 2001; Harara *et al.*, 2004). The northern major unit, the Santa Catarina Granulitic Complex, is composed of high-grade metamorphic rocks, whose K / Ar ages place the regional cooling between the Paleo - Mesoproterozoic (Basei *et al.*, 1998b). Its structural signature differs from the predominant regional NE-SW trend, characterized by a remarkable foliation parallel to gneissic banding, with a general NW-SE trend. However, NE-SW orientations are also recognized near major shear zones (Harara, 1993; Siga Jr., 1995; Harara, 2001).

The Paranaguá Terrane has an NS elongated shape in its southern portion and extends in NE-SW at the northern portion (Basei *et al.*, 1990) limited by two sinistral strike-slip shear zones, Alexandra (NE-SW) and Palmital (NW-SE). It consists predominantly of igneous complex, represented by Ediacaran granitic terms and host rocks units formed in Paleo-Mesoproterozoic composed of metasedimentary rocks and orthogneisses (Lopes & Lima, 1985; Lopes, 1987a,b; Cury, 2009).

After the final phases of Gondwana agglutination, its marked by extensional tectonics, enabling the generation of anorogenic magmatism of Graciosa Province (Basei *et al.*

al., 1992; Siga Jr. *et al.*, 1993; Gualda & Vlach, 2007). The Graciosa Province is made up of several elongated or slightly circular igneous bodies intruded on Curitiba, Luis Alves and Paranaguá terranes and on Piên Magmatic Arc. It encompasses intrusions of alkali-feldspar granites, alkali-feldspar syenites, gabbros, diorites and monzodiorites of post-collisional extensional environment, characteristic of the end of the Brasiliano/Pan-African Cycle (580 a 583 Ma; Vlach *et al.*, 2011). The province also encompass occurrences of basic and acid volcanic rocks associated with several plutons and with the South-American transitional-stage basins (Gualda & Vlach, 2007).

3.3. Transitional-stage basins

The Guaratubinha Basin is located between major structures, the Piên-Tijucas and Palmital shear zones, which are Neoproterozoic structures of N20-45E direction (Siga Jr., 1995; Harara, 2001; Cury, 2009). It has an rhombohedral shape elongated at N40E direction and is limited at west border by the Guaratubinha Master Fault and at the northwest border by the Guaricana Shear Zone, both with NNE-SSW direction and subvertical. These faults controlled the volcano-sedimentary basin infilling (Barão, 2016; Barão *et al.*, 2017).

The volcanic rocks in the basin are subalkaline, with basic to intermediaries rocks fitting into tholeiitic series and the acid rocks into calc-alkaline series (Barbosa, 2018; Castro *et al.*, 1993; Reis Neto *et al.*, 2000). They present different geochemical signatures, which reflect distinct evolutionary trends and rule out the possibility of partial single source fusion as a petrogenetic process. The isotopic data show that both groups were generated at crustal level and evolved independently from each other, with basic to intermediate magma originated from the fusion of Luis Alves Terrane, however, the origin of acid magma remains unknown (Barbosa, 2018).

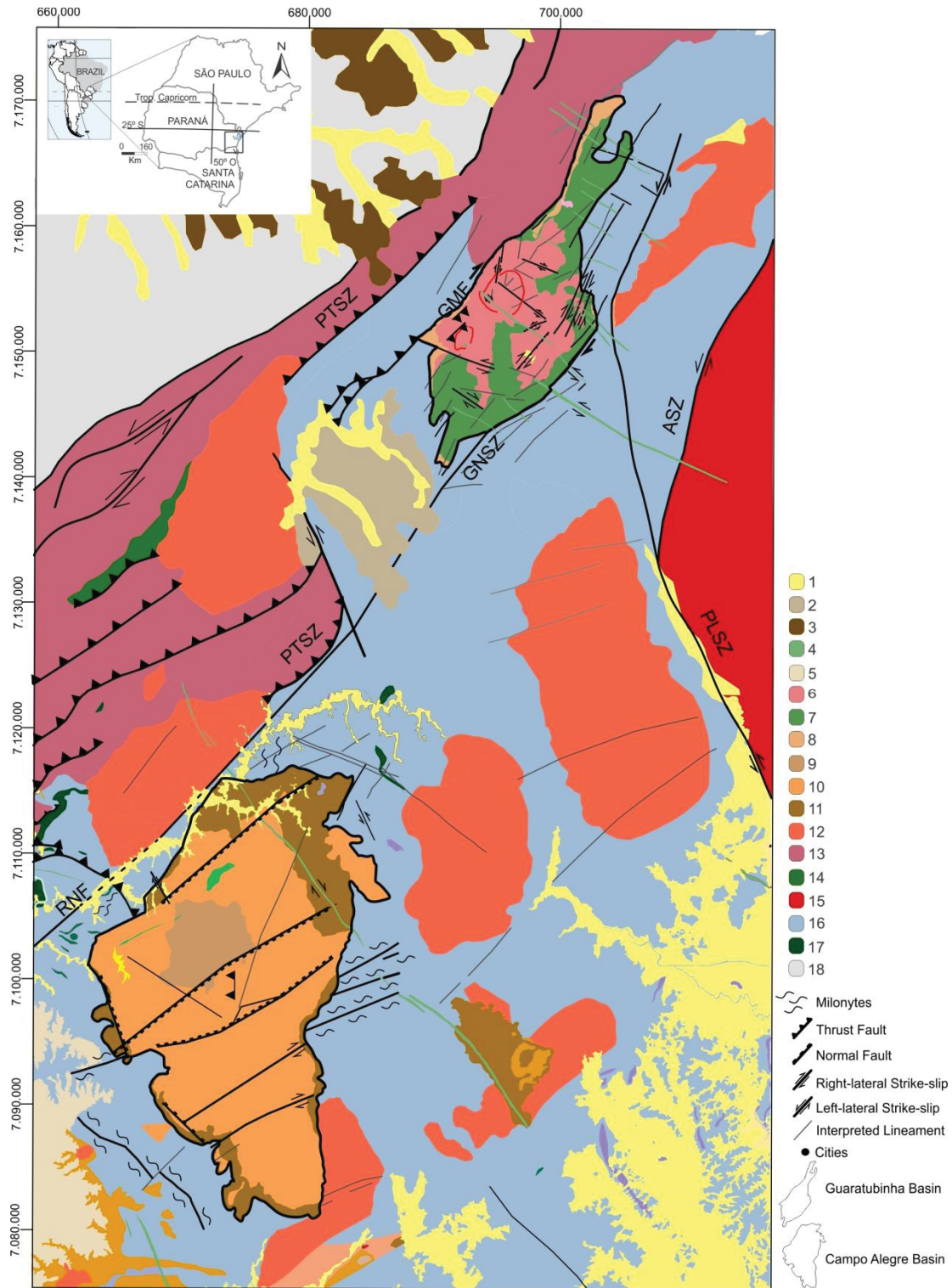


Figure 3.2: Geological map of interest region - Guaratubinha and Campo Alegre basin and its basement rocks: (1) Alluvial deposits, (2) Tijuca Basin, (3) Guabirotuba Formation, (4) Mesozoic Dykes, (5) Itararé Group, Paraná Basin, (6-8) Guaratubinha Basin: 6. Serra do Salto Formation, 7. Vossoroca Formation, 8. Miringuava Formation, (9-11) Campo Alegre Basin: 9. Rio do Turvo Formation, 10. Campo Alegre Formation, 11. Bateias Formation. (12) Graciosa Province, (13-14) Rio Piên Suite: 13. Alkaline a peralcaline undeformed granites, 14. mafic-ultramafic complex, 15) Paranagua Terrane; (16-17) Luis Alves Terrane: 16: Santa Catarina Granulitic Complex, 17: Mafic-ultramafic complex, 18. Atuba Complex. PTSZ: Piên-Tijucas shear zone; RPSRSZ: Rio Palmital-Serrinha shear zone; RNF: Rio Negro fault; ASZ: Alexandra shear zone; PLSZ: Palmital shear zone; GNSZ: Guaricana shear zone; GMF: Guaratubinha Master Fault. Compiled from Toniolo & Souza (2015); Barão et al. (2017); Zanella et al. (submitted for publication).

The Campo Alegre Basin has located 40 km southwest of the Guaratubinha Basin and presents elongated geometry at NNW direction (Figure 3.2). No limiting faults are

currently identified on this basin borders. However, the Rio Negro Fault (RNF), located north of the basin, may have been a limiting structure on the past, since it is parallel to internal basin set of normal faults (Figure 3.2). This NE oriented fault set controlled the deposition of sedimentary basal units (Citroni, 1998).

The basin deposition began with polymitic conglomerates along the borders, fining upwards to arkosean sandstones and siltstone. In the sequence, basic and intermediate volcanic rocks occur, with basalts and andesites, interspersed with acid volcanoclastic rocks and thin sedimentary rocks. Acid volcanic rocks predominate at the top of the stratigraphic sequence (Toniolo & Souza, 2015). The magmatic event has been correlated to the Castro, Guaratubinha and Camaquã basins based on its alkaline affinity (Ebert & Brochini, 1971; Waichel *et al.*, 2000).

Lithogeochemical analysis, magmatic modeling and petrogenetic studies allowed the identification of 6 magmatic liquids responsible for the volcanic filling of this basin (Waichel, 1998). Basalts occur near the northeast and northwest edges of the basin, and the geochemical signature of the basaltic terms on the northeast edge is distinct from the signature of the northwestern basalt. East basalts are characterized as transitional, with Zr contents on average 115 ppm and La/Ybn ratio = 4, while those located on the west edge are alkaline basalts, with Zr values averaging 270 ppm and La/Ybn ratio = 17. The geochemistry signature of both reflects generation from partial fusion of lithospheric mantle affected by subduction, as indicated by the negative Nb anomaly. However, the geochemical differences between them suggest distinct fusion rates, being higher for resulting magma formation in the eastern basalt of the basin and lower for western basalt magma generation (Waichel, 1998).

Intermediate magmas also have geochemical characteristics that allow their individualization in two distinct liquids. One group has slightly alkaline trachyte characteristics, with Zr values averaging 480 ppm, noticeably lower than the average of 680 ppm characteristic of the second alkaline trachyte signature group (Waichel, 1998). Acid rocks were identified as also generated by two distinct rhyolitic magmas. The first occurs with high Zr values, 1200 ppm on average, 37 ppm Nb and 118 ppm Y, low levels of Sr, 33 ppm, and Ba, 290 ppm and has a peralkaline character. The second is characterized by low Zr, 150 ppm average, Nb, 115 ppm average, and Y, 37 ppm, and high Ba contents, 715 ppm, and Sr, 55 ppm indicating calcium-alkaline affinity (Waichel, 1998).

The acid and basic rocks were interpreted as cogenetic. Magmas of trachytic and rhyolitic compositions are products of magmatic differentiation of basic magma. Fractional

crystallization of the basaltic magma from the west portion of the basin originated the alkaline trachytic magma, which in turn originated the high Zr rhyolitic magma. Western basaltic magma also originated slightly alkaline trachytic magma through fractional crystallization/assimilation processes. The same process originated the low Zr rhyolitic magma from the alkaline trachytic (Waichel, 1998; Waichel *et al.*, 2000; Citroni *et al.*, 2001).

3.4. Methods

The applied methodology includes a compilation of structural, aerial geophysics and geochemical data, both unpublished and compiled from bibliography. The data were organized and processed to be used together to compare the infilling and deformation patterns observed on both basins, and the volcanic rocks geochemical signatures.

The geophysical data were from the Paraná-Santa Catarina Aerogeophysical Project of the Brazilian Geology Program (CPRM, 2011). The project was carried out with a nominal terrain clearance at 100 m, N-S flights lines spaced at 500 m and E-W tie lines with 10 km.

Magnetic data processing procedure was fulfilled using the anomaly enhancement analysis method for the structural framework delineation. The total magnetic intensity data (TMI) was reduced to the pole (RTP; Spector & Grant, 1970; Blum, 1999). The inclination (-18.5172°) and declination (-35.5759°) of magnetic field at the mean time of the acquirement (October, 2010) were obtained at *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). The TMI_RTP was continued at an altitude of 500 m to attenuate the high frequencies in magnetic anomalies, normally related to superficial features (Upward continuation; Gunn, 1975). The enhancement methods were applied at this product, with emphasis at the tilt angle method, which delineates the nuclei of the anomalous bodies (TDR; Miller & Sing, 1994) and at the tilt angle of the total horizontal gradient (TAHG, Ferreira *et al.*, 2013), commonly used as a TDR complement. This method shows the body limits detection best resolution by equalizing the THDR (Total Horizontal Derivative), being a few dependent of depth (Ferreira *et al.*, 2013).

The geochemical database has compiled data from previous works and unpublished data. The database for Guaratubinha Basin is composed of geochemical data published on Barbosa (2018), which includes 13 samples analyzed for major oxide, trace elements and rare earth element analysis (REE). The database of rocks of the Campo Alegre Basin encompass compiled data from Waichel (1998) and 4 unpublished analyzes. The quantitative determination of major oxides X-ray fluorescence (XRF) analysis of those four samples was

carried out on Minerals and Rocks Analysis Laboratory (LAMIR - Brazil). A geochemical database is available as supplementary material.

3.5. Results

3.5.1. Geophysical-structural framework

The basins regional area presents strong structural control, mainly identified by positive anomalies located in the northwest portion (Figure 3.3A). The basins anomalies are better visualized on images of total magnetic intensity data reduced to pole (Figure 3.3B) and are still easily identified on the magnetic field continued up to 500 m (Figure 3.3C). Through combined analyses of TDR (Figure 3.3D) and TAHG (Figure 3.3E), geophysical enhancement maps, the anomalies can be better characterized.

Both basins have distinct magnetic signatures. Guaratubinha Basin is characterized by moderate values and locally strongly negative anomalies (-834 nT, Figure 3A), except on areas influenced by positive NW lineaments, where they are weakly negative (-17 nT, Figure 3A). The Campo Alegre Basin shows two distinct signatures in the northern and southern portions. The northern portion of the basin is characterized by a strongly positive circular-shaped anomaly (124 nT – 21 nT) (Figure 3.3A), possibly related to the magmatic chamber source of volcanism that filled the basin (Zanella *et al.*, submitted for publication). The Campo Alegre basin southern portion is characterized by negative anomalies (-3 nT – -99 nT), being separated by an anomaly elongated in the N70E direction (Figure 3.3A).

The set of positive lineaments seen in the northwest area reflects expressive magnetic anomalies with N45E mean direction (Figure 3.3I – 1). This anomaly is correspondent to Piên Magmatic Arc and Piên-Tijucas Shear Zone (Harara, 2001; Iglesias *et al.*, 2011). Numerous N45W positive magnetic lineament (Figure 3.3I – 5) intersects this anomaly. This interference, however, didn't mask its geophysical signature and allowed to infer that NW structures are younger than NE. However, the NW lineaments mask the NE pattern on other areas, especially on Guaratubinha Basin northwest area (Figure 3.3B), so in order to reduce this interference, the magnetic field was continued up to 500 m (Figure 3.3C) and the Directional Filter was applied, resulting in more continuous lineaments (Figure 3.3D). The set of TDR and TAHG with (Figure 3.3E and F) and without the directional filter (Figure 3.3G and H) were used combined in order to interpret the region magnetic lineaments (Figure 3.3I).

The Guaratubinha Basin has strong border structural control as shown by aerogeophysical maps. The main anomalies identified through TDR e TAHG are strongly positive lineaments of NW direction. These lineaments are associated with intrusions of Mesozoic basic dykes of Ponta Grossa Arc. This strong NW trend obliterates the magnetic response of NE structural pattern (Figure 3.3 – I). The other two visible major lineaments on Guaratubinha Basin are located on its northeast and southwest borders, the Guaratubinha Master Fault (Figure 3.3I – 2) and the Guaricana Shear Zone (Figure 3.3I – 3), respectively (Barão *et al.*, 2017). Anomalies reflecting large internal structures are not observed in Guaratubinha Basin.

The magnetic anomalies observed in Campo Alegre Basin reflect mainly basin internal structures (Figure 3.3). The northern portion shows more structural control than the southern portion, and both are separated by a set of N70E positive lineaments locate on central region (Figure 3.3I – 6). However, a N30E lineament at north of the basin stands out (Figure 3.3I – 4). Structural field data linked this lineament as a expression of the Rio Negro Fault, a ductile and brittle shear zone (Zanella *et al.*, submitted for publication).

The geophysical maps shows a possible connection of the Rio Negro Fault (Figure 3.3I – 4) to Guaricana Shear Zone (Figure 3.3I – 3). The interpretation of the magnetic lineaments highlighted the Guaricana Shear Zone anomaly as corrugated to anastomosed structure, with an approximate N40E direction. It extends from the southeastern border of the Guaratubinha Basin to the southwest region, where link to the Rio Negro Fault, at the northwest border of Campo Alegre Basin (Zanella *et al.*, 2017). This anomaly is intersected by N45W positive lineaments (Figure 3.3I – 5), often masking its geophysical signature completely, generating a discontinuous path (Figure 3.4). Both Rio Negro Fault and Guaricana Shear Zone played important roles in setting up each basins.

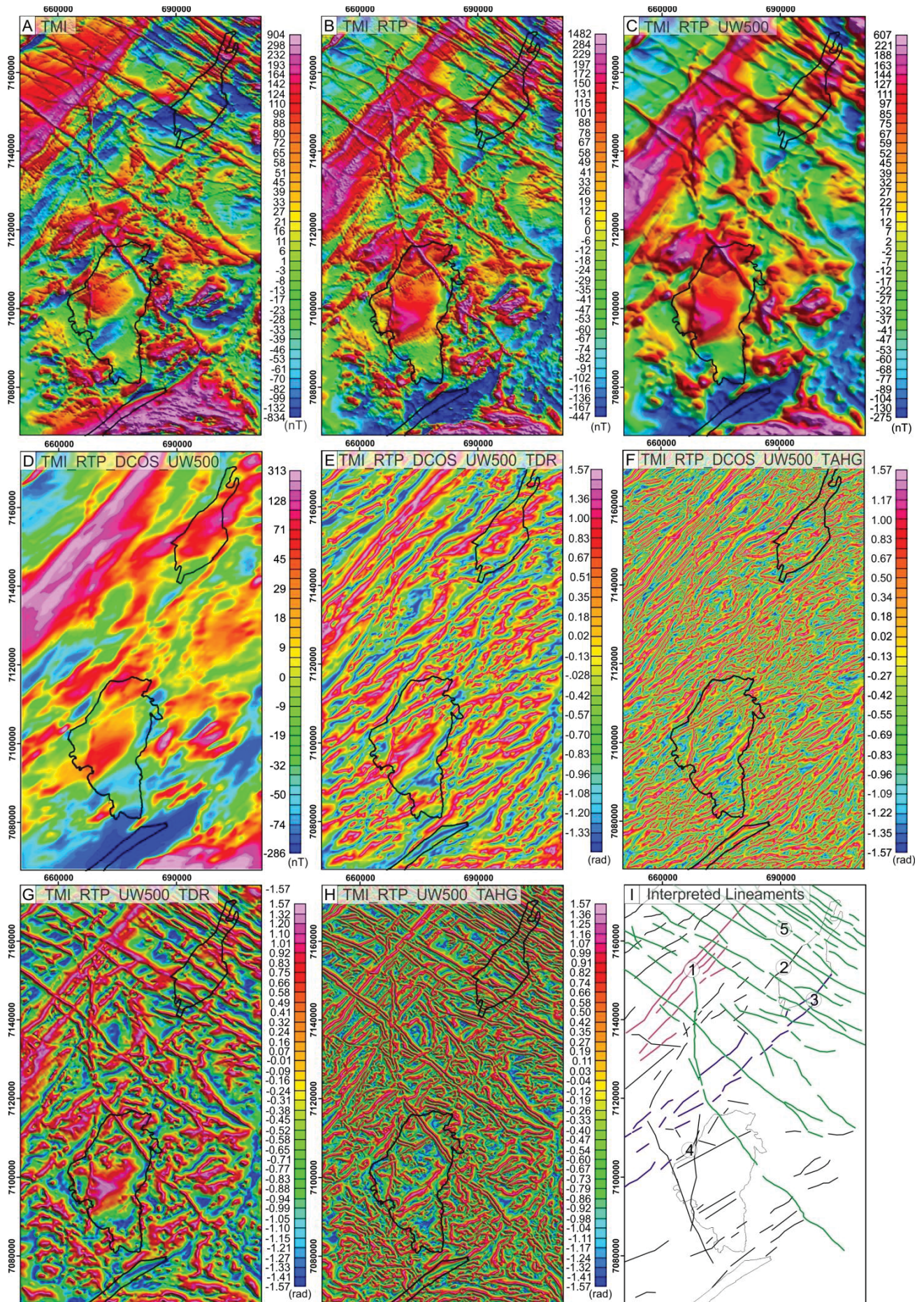


Figure 3.3: Aeromagnetic maps of the Guaratubinha and Campo Alegre basins and surroundings. (A) Total magnetic intensity; (B) Total magnetic intensity reduced to pole (TMI_RTP); (C) Total magnetic intensity reduced to pole with application of upward continuation to 500 m (TMI_RTP_UW500); (D) Total magnetic

intensity reduced to pole with application of upward continuation to 500 m and Directional Filter (TMI_RTP_DCOS_UW500); (E) Tilt angle map with Directional Filter (TMI_RTP_DCOS_UW500_TDR); (F) Tilt angle of horizontal gradient with Directional Filter (TMI_RTP_DCOS_UW500_TAHG); (G) Tilt angle map (TMI_RTP_UW500_TDR); (H) Tilt angle of horizontal gradient (TMI_RTP_UW500_TAHG); (I) Magnetic interpretation map; 1. Rio Piên Shear Zone, 2. Guaratubinha Master Fault, 3. Guaricana Shear Zone, 4. Rio Negro Fault, 5. Mesozoic Dykes. The black polygon marks the mapped basins limits.

3.5.2. Structural patterns and evolutionary history comparison

Both basins have a 3-stage-tectonic-event evolutionary history: the nucleation event and two major deformation events. However, their structural patterns present significant differences. The structural pattern of the Guaratubinha Basin is marked by the predominance of strike-slip faults, while the Campo Alegre Basin is characterized by normal faults (Figure 3.4).

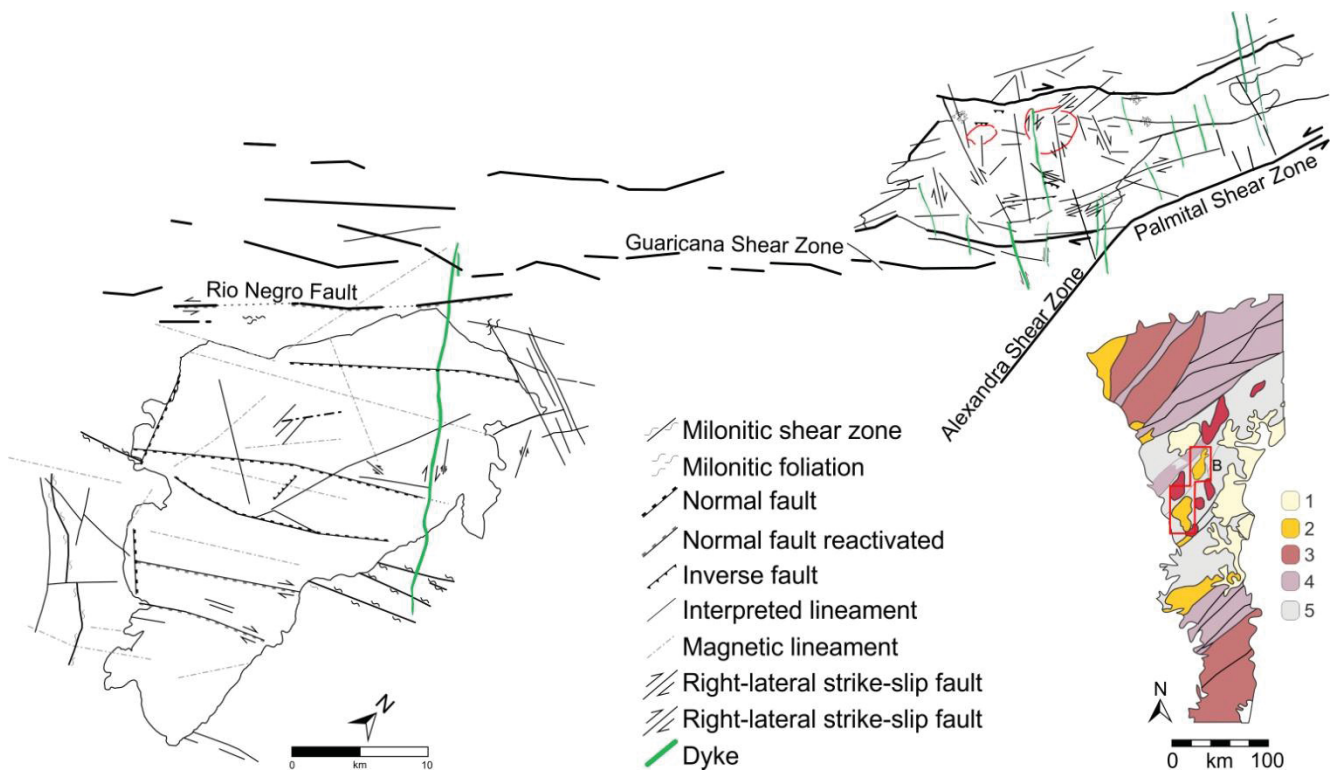


Figure 3.4: Structural map of Guaratubinha and Campo Alegre basins and the Guaricana Shear Zone linking both basins. 1. Cenozoic deposits; 2. Transitional stage basins; 3. Anorogenic middle and late Ediacaran granites; 4. Syn-Orogenic granites and fold-belts (>610 Ma); 5. High-grade terranes of Paleoproterozoic-Archean cratonic blocks. Modified from Barão et al. (2017) and Zanella et al. (submitted for publication).

The evolutionary history of the Guaratubinha Basin is associated with N5-45E sub-vertical faults generation and the main movement of the Guaratubinha Master Fault (GMF) and Guaricana Shear Zone (GNSZ). The first event (E_1) is characterized by NE-SW shortening direction (σ_1) sub-horizontal, while σ_2 was mainly sub-vertical and σ_3 was NW-SE (Figure 3.5A). This configuration formed vertically to sub-vertical planes with slickensides and slickenlines indicating right-lateral strike-slip with a normal component. Vertical magmatic flow (evidenced by oriented plagioclase) observed in andesites of Vossoroca Formation

allowed inferring that a fault from this event acted as a magma conduit (Barão *et al.*, 2017). This event also generated the crossing basin fault, in the center of the basin, synthetic and sub-parallel to the borders. This event was probably progressive throughout the basin initial filling, generating normal faults that affected the bedding of the volcanoclastic rocks Castelhana Member.

The second event (E_2) is characterized by the development of thrust faults, with NW and N tectonic transport, possibly by reactivation of normal faults generated in the previous event. The shortening direction (σ_1) on this event was NW-SE while σ_2 turned NE-SW (Figure 3.5B) (Barão *et al.*, 2017). The last event (E_3) is marked by shortening direction (σ_1) at NW-SE (Figure 3.5C) and by the development of N5-70W structures associated with diabase dike intrusions, besides N20-70W right-lateral strike-slip faults and N5-10W left-lateral strike-slip faults. N-S structures generated in this event also interfere in the basin stratigraphy through right-lateral strike-slip faults, placing basal successions in lateral contact with final filling deposits. These faults also acted as conduits for lamprophyres and diabase dikes (Barão *et al.*, 2017).

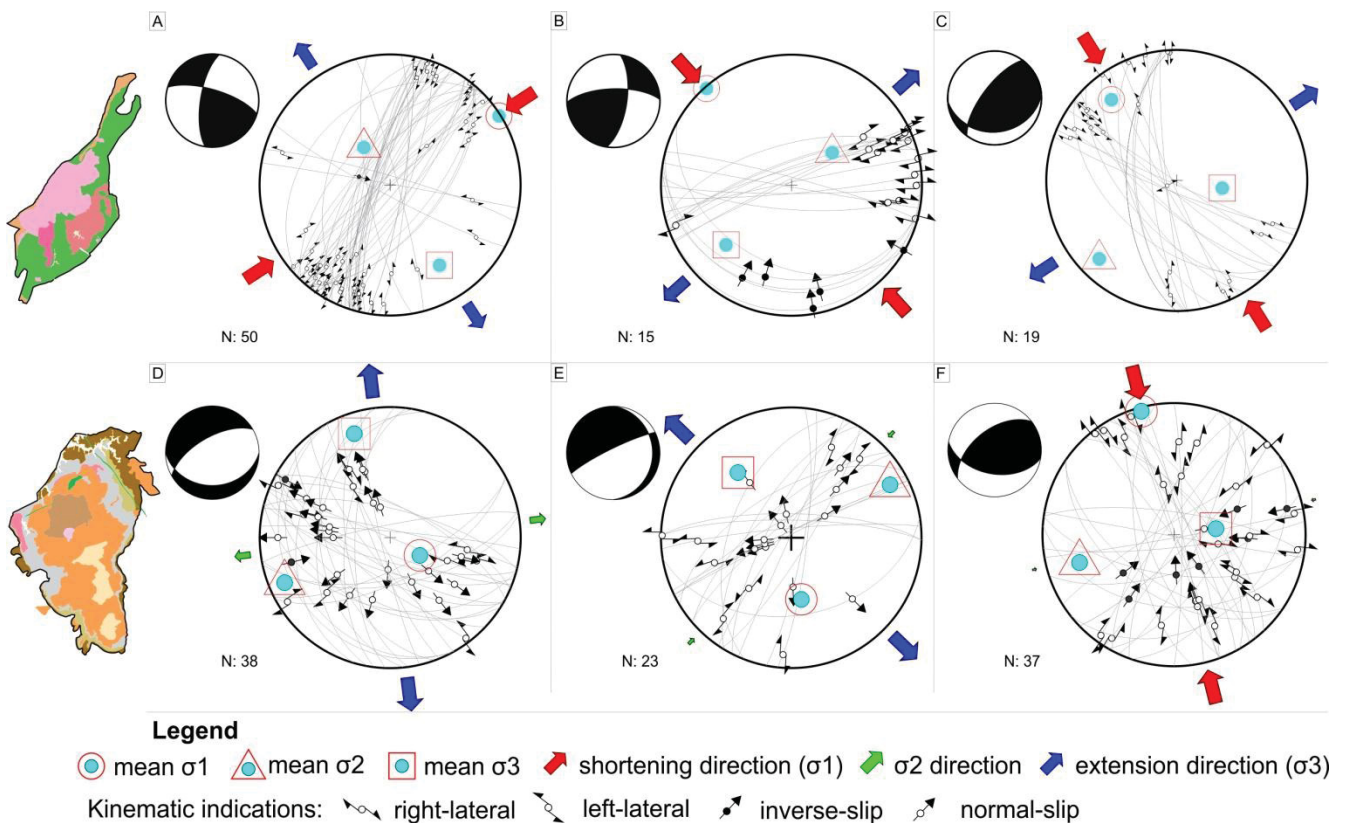


Figure 3.5: Structural diagrams of the three tectonic events recognized at both Guaratubinha and Campo Alegre basins. Guaratubinha Basin: (A) E_1 ; (B) E_2 ; (C) E_3 ; Campo Alegre Basin: (D) E_1 ; (E) E_2 ; (F) E_3 . Modified from Barão *et al.* (2017) and Zanella *et al.* (submitted for publication).

The Campo Alegre Basin opening is related to a set of normal faults with oblique directions to each other. During the first event (E_1) the extensional component (σ_3) was

predominantly horizontal at almost NS, combined with a second horizontal component (σ_2) slightly EW, oblique to basin main axis (Figure 3.5D). The shortening component (σ_1) was sub-vertical. The combined action of the two extensional components resulted in the generation of N45-80W and N60-80E normal faults. This event was also related to the origin of NNW-NNE normal faults with left-lateral strike-slip component. On the second event (E_2) the extensional component (σ_3) was at NW-SE, sub-horizontal and σ_2 was the main shortening stress at NE-SW, horizontal (Figure 3.5E). This configuration associated with σ_1 sub-horizontal resulted in development of EW normal faults, with a transtensive component sub-vertical, and ENE-WSW right-lateral strike-slip. The final event recognized (E_3) in Campo Alegre Basin is associated with the generation and reactivation of NNW e EW left- and right-side strike-slip faults. Locally, these faults may be associated with dykes. Reactivation of E_1 N70E normal faults as inverse faults is also associated with this event. During E_3 the mean compressional component (σ_1) was sub-horizontal at NW-SE (Figure 3.5), conferring compressional character to the event (Zanella *et al.*, *submitted for publication*).

3.5.3. Volcanic Rocks Litogeochemistry Comparison

The analytical results of 17 samples of volcanic rocks from the Guaratubinha Basin and 33 from the Campo Alegre Basin are presented in Barbosa (2018) and Waichel (1998), respectively. The samples from the Guaratubinha Basin have a SiO_2 composition ranging from 50.95 ~ 80.34 wt.%, while the samples from Campo Alegre shows a range of SiO_2 composition between 48.54 ~ 78.39 wt.%. Considering LeMaitre's classification (LeMaitre *et al.*, 1989) are recognized at Guaratubinha Basin two sets of rocks concerning their SiO_2 content, the first set has the range from 50.95 to 63.65 (wt.%), therefore being classified as basic to intermediate rocks, and another set ranging 66.01 ~ 80.34 wt.%, thus is classified as acid (Barbosa, 2018).

The volcanic rocks from Campo Alegre Basin can be separated into three sets following Le Maitre's classification: the samples with SiO_2 content between 48.54 ~ 52.54 wt.% are classified as basic rocks; one sample with 60.07 wt.% is classified as intermediate, and between 64.64 ~ 78.39 wt.% are classified as acid rocks. However, this classification does not express lithological differences recognized in the field and pointed out in the total alkali vs silica diagram (TAS; LeMaitre *et al.*, 1989) (Figure 3.6A). Thus, the acid samples from the Campo Alegre Basin with SiO_2 content between 64.64 ~ 68.90 wt.% are called as trachyte rocks and were grouped with the intermediate rock sample. The samples with

SiO₂ content ranging from 70.18 to 78.39 wt.% are rhyolite rocks, based on TAS diagram (Figure 3.6A).

When plotted onto a TAS diagram the Guaratubinha Basin acid rocks are concentrated in the rhyolite field along the acid set of higher SiO₂ content from Campo Alegre (Figure 3.6A). The TAS diagram shows that intermediate rocks from Guaratubinha Basin can be classified as dacite, trachyandesite, andesite, basaltic trachyandesite, trachybasalt, while the set of rocks from Campo Alegre Basin with lower SiO₂ content plotted essentially onto trachyte, with one sample classified as andesite (Figure 3.6A). The basic volcanic rocks from Campo Alegre are predominantly classified as basalt, with two samples classified as basaltic andesite (Figure 3.6A).

The AFM diagram shows a clear distinction of two groups in the Guaratubinha Basin rock samples, where the acid rocks belongs on tholeiitic series and the basic to intermediate rocks belong to the calc-alkaline series, with some samples tending to the alkaline series. On samples from Campo Alegre different signatures are recognized between the basic, trachyte and rhyolite rocks. The samples of basic rocks plot in the field of the tholeiitic series, with 3 samples with more calc-alkaline character. In the case of trachyte and rhyolite rocks the samples are plotted close to the AF axis, without a clear distance between the two sets. The rhyolite set have a calc-alkaline affinity, while the trachyte rock plotted indicates a division between slightly alkaline set and other alkaline.

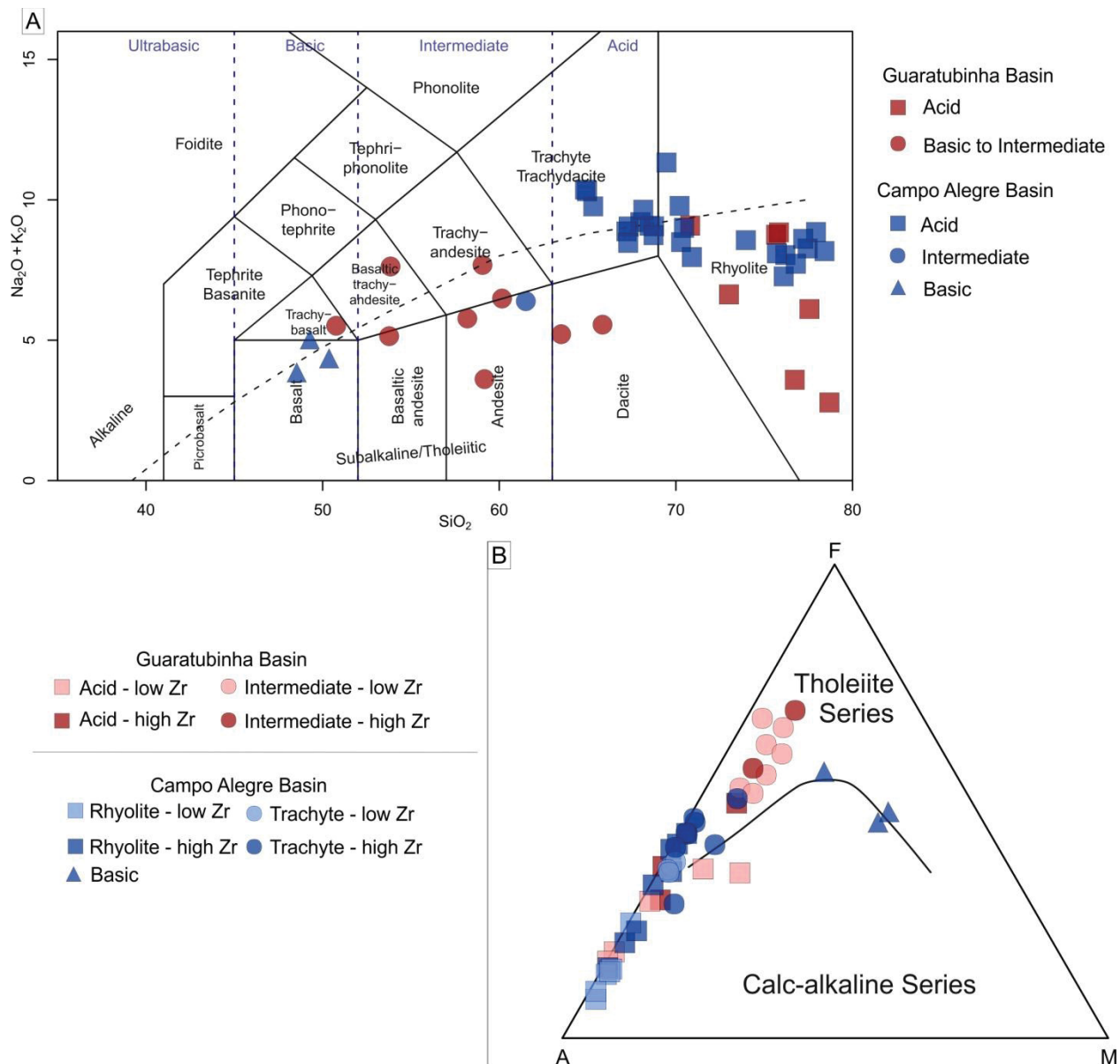


Figure 3.6: Geochemistry diagrams used to classify the volcanic rocks from Guaratubinha and Campo Alegre basins: A) Total alkalis vs. silica diagram [TAS – ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs. SiO_2] from Le Maitre et al. (1989), dashed black line is the limit of Irvine & Baragar (1971) between alkaline and subalkaline fields; B) AFM diagram (A: $\text{Al}_2\text{O}_3 - 3\text{K}_2\text{O}$; F: $\text{FeO} - \text{TiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3$; M: MgO) from Irvine & Baragar (1971).

The Harker diagrams highlights the different geochemical signatures between the rocks of the Guaratubinha and Campo Alegre Basins. On both immobile (TiO_2 , Al_2O_3 and Fe_2O_3) and mobile oxides diagrams (MgO , CaO , Na_2O and K_2O) it's noticed that the samples of the Guaratubinha Basin are plotted originating two very distinct groups between the samples of acid rocks and basic to intermediate rocks, with a gap between the two clusters (Figure 3.7). On the X axes of the diagram the gap is due their natural division between basic to intermediate and acid rocks, since illustrate the silica content. On the Y axes the gap occurs as the basic to intermediate rocks frequently exhibits higher values of oxides than the acid rocks.

Although an element depletion pattern has been identified towards the most evolved samples in both acid rocks and basic to intermediate rocks groups, the gap between them led to the interpretation that they are two independent evolutionary lines, unrelated (Barbosa, 2018). Analyzing the behavior of trace elements, Barbosa (2018) identified that the Zr also generated a division in sets, besides the silica. Thus, the two groups were again divided based on their high (above 500 $\mu\text{g/g}$) or low (below 500 $\mu\text{g/g}$) Zr content (Figure 3.7).

On samples from Campo Alegre Basin the diagrams evidenced the individualization of the basic rocks from the trachyte and rhyolite rocks, as indicated by Waichel (1998). The analysis of trace elements of rhyolite rocks resulted in the proposal to separate this group of samples into two sets, based on their high and low Zr content, as in the acid rock samples of the Guaratubinha Basin. The samples individualized into two groups: one has slightly alkaline tendency, with Zr values on average 480 ppm, noticeably lower than the average of 680 ppm characteristic of the second group, which has alkaline signature.

The REE diagrams of the rocks from the Guaratubinha Basin shows that all of them are enriched in light REE and a flat pattern on heavy REE (Figure 3.8A-B). The pattern observed in acid rocks for both the high Zr and the low Zr sample set is the same, with strong negative anomaly of Eu, not allowing a distinction between them. However, two samples from the low Zr set show negative Ce anomaly (Figure 3.8A). Similar pattern is observed in basic to intermediate rocks. The general trend between the high Zr and low Zr sets follows the same pattern for all ETR, highlighting the negative Eu anomaly. The two exceptions are low Zr samples that show positive Eu anomalies. (Figure 3.8B).

The diagram of the rhyolite rocks of the Campo Alegre Basin shows that all the sets of rocks are enriched in light REE and a flat pattern on heavy REE (Figure 3.8 C - D), however, it highlights a distinct pattern, where the set of high Zr rocks are distinguishable from those of low Zr by presenting higher REE values (Figure 3.8C). The two sets are characterized by negative Eu anomaly and only a sample of the low Zr set shows a negative Ce anomaly. In the trachyte rocks this distinction is no longer recognized. Both sets are characterized by a negative anomaly in Eu less expressive than that observed in rhyolite rocks. However, one sample from the high Zr set shows no anomaly in Eu, and another shows a negative anomaly in Ce (Figure 3.8D).

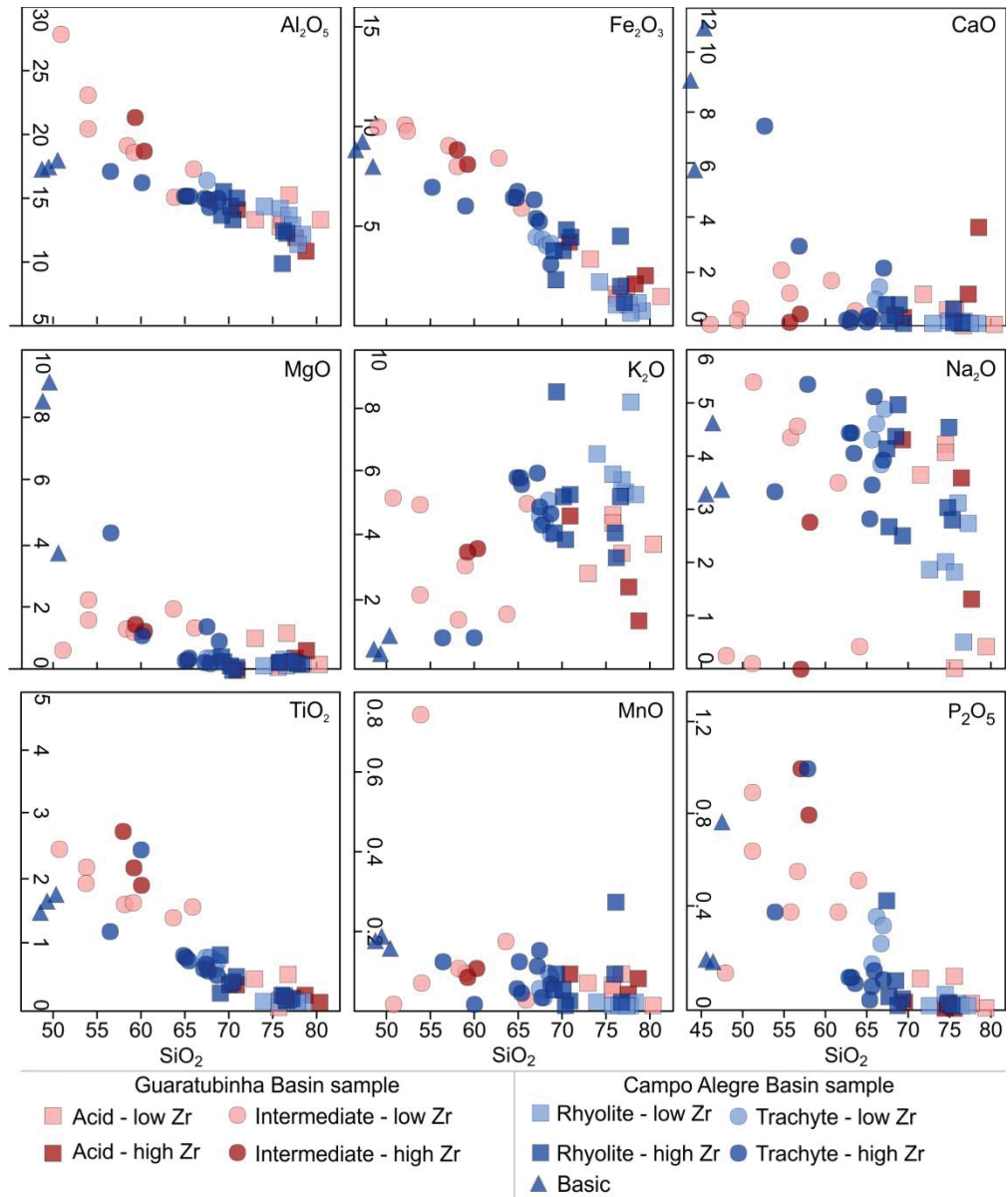


Figure 3.7: Harker diagrams for major oxides from Guaratubinha Basin sets (acid high and low Zr show as red and pink square, respectively and basic to intermediate high and low Zr as red and pink circles, respectively) and Campo Alegre Basin sets (rhyolite low and high Zr show as light and dark blue squares, respectively, and trachyte from upper and lower unit as light and dark blue circles, respectively). Data from Barbosa (2018), Waichel (1998) and unpublished.

The REE pattern for basin basic rocks also highlights the differences between east and west rocks. West basalt has an enrichment on light REE more significant than the enrichment seen on east basalt (Figure 3.8E). The eastern basalt sample shows a positive anomaly in Nd and Gd.

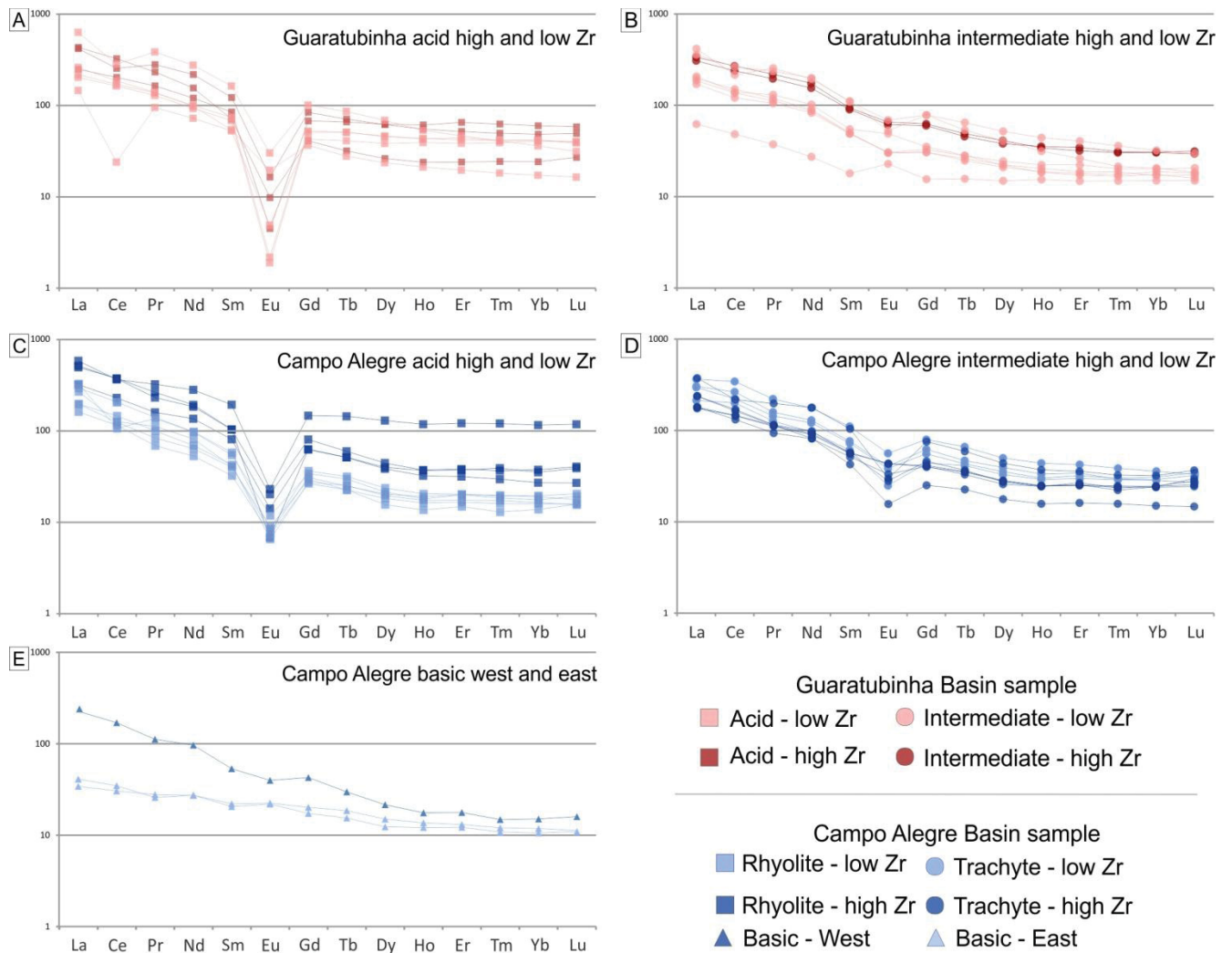


Figure 3.8: Rare Earth Elements diagrams: A) Guaratubinha Basin acid high and low Zr sets; B) Guaratubinha Basin Intermediate high and low sets; C) Campo Alegre Basin rhyolite high and low Zr sets; D) Campo Alegre Basin trachyte high and low Zr set; E) Campo Alegre Basin basic west and east sets. Normalized by average of C1 chondrite of Boyton (1984). Data from Barbosa (2018), Waichel (1998) and unpublished.

3.6. Discussion

3.6.1. Structural and Depositional Similarities and Differences

The main similarities between the Guaratubinha and the Campo Alegre basins are their stratigraphic sequences and ages of volcanic events (Table 01). Three formations were individualized in the Guaratubinha Basin, which the basal unit, Formation Miringuava, consisting essentially of polymitic conglomerates with sandstones and siltstones intercalations. This formation is superimposed by intermediate volcanic rocks, andesites and riodacites, of the Vossoroca Formation. At the top are rocks of the Serra do Salto Formation, which make up the association of volcanic acids rocks (rhyolites and riodacites), vulcanoclastics rocks (ignimbrites, tufts, lapilli-tufts and volcanic breccias) and epiclastics rocks (Castro *et al.*, 1993; Barão, 2016; Barão *et al.*, 2017).

The stratigraphic sequence of the Campo Alegre Basin was divided into three formations, where polymeric conglomerates are found at the base, with ascending gradation for sandstone and mudstone from the Bateias Formation. Followed by the Campo Alegre Formation volcanic rocks, with basalt and andesites overlapped by ignimbritic rocks and volcanoclastic breccias. At the top are observed intercalations of pelitic and ignimbritic rocks, covered by rhyolitic rocks (Daitx & Carvalho, 1981; Citroni, 1998).

The proposed ages of the volcanic events of the two basins are very close, and the range between 600 – 570 Ma for the formation of the volcanic rocks is indicated for both Guaratubinha and Campo Alegre Basins (Basei, 1985; Siga Jr. 1995; Cordani *et al.*, 1999; Siga Jr. *et al.*, 2000; Caraviello, 2015; Barbosa, 2018; Quiroz-Valle *et al.*, 2019). Rb/Sr analysis on zircon crystals from Guaratubinha Basin rhyolite indicated the age of 570 ± 10 Ma, while the U-Pb on zircon crystals indicated 602 ± 11 Ma (Siga Jr., 1995). In U-Pb SHRIMP analysis in zircon crystals of rhyolites an age of 604.6 ± 8.6 Ma was obtained, considered as the crystallization of these rocks (Siga Jr. *et al.*, 2000). U-Pb LA-ICP-MS on andesite zircon resulted in 580 to 593 Ma for the main intermediate volcanism at this basin (Barbosa, 2018).

For Campo Alegre Basin rhyolite crystallization U-Pb zircon indicated 598 ± 29 Ma, while Rb-Sr in total rock indicated ages around 570 ± 39 Ma, with 0.707 of $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratio (Basei, 1985; Siga Jr. 1995). U-Pb (SHRIMP) analyzes on zircon crystals from volcanic rock resulted in 595 ± 16 Ma as its formation ages (Cordani *et al.*, 1999). Geochronological data obtained by U-Pb LA-ICP-MS on on ignimbrite zircon from pyroclastic rocks resulted in 604 ± 3 Ma, and on tuff resulted in 596 ± 3 Ma, indicating the age of the volcanic event (Caraviello, 2015).

These similarities and the geographic proximity of these basins led authors to raise different hypotheses about a possible cogeneticity between them, reaching the proposal that they were a fragmented basin with the tectonic evolution of the region (Daitx & Carvalho, 1981; Citroni, 1998; Citroni *et al.*, 2001). However, when looked at in detail, they show more differences than similarities.

The basins have different shapes and orientations easily identified on geological maps of the region (e.g. Fuck *et al.*, 1967; Almeida *et al.*, 2010; Toniolo & Souza, 2015; Iglesias *et al.*, 2011; Barão, 2016). While the Guaratubinha Basin has an area of approximately 200 km² with rhombohedral shape elongated at the northeast direction (Fuck *et al.*, 1967; Barão, 2016), Campo Alegre Basin has approximately 500 km² and its major

axis is oriented at northwest direction (Citroni, 1998; Citroni *et al.*, 2001). The first presents such characteristics conditioned by action of two expressive faults present in its north and south borders, the Guaratubinha Master Fault and the Guaricana Shear Zone, respectively. Both major structures are characterized as right-lateral strike-slip faults, of N40E mean direction, and are inferred as basin nucleation precursors. The predominant structural pattern in the basin is of strike-slip faults, conditioning sedimentary deposits and volcanic rocks, as well as deforming the rocks (Barão, 2016; Barão *et al.*, 2017). However, on the Campo Alegre Basin are recognized faults through aeromagnetic images near north and northwest border only (Figure 4), and the structural pattern distinctive of this basin are marked by northwest and northeast orientation faults (Zanella *et al.*, *submitted for publication*).

The basins evolutionary histories could be one more similarity pointed between them, since both present 3 tectonic events, however, the orientation of the paleoefforts and the resulting structural geometry configure the main difference between them (Table 1). The tectonic event that resulted on Guaratubinha Basin opening (E₁) was interpreted as related to a transtensive strike-slip, characterized by NE-SW sub-horizontal shortening direction (σ_1) (Figure 3.5). Therefore, this basin was interpreted as a pull-apart basin. The opening event (E₁) is characterized by the action of subvertical σ_1 on a distensive event. The joint action of σ_1 and σ_2 originated two sets of oblique normal faults almost simultaneous, controlled by basement structures. The deformation on Campo Alegre is mainly characterized by normal faults and the strike-slip faults occurs as reactivation or posterior deformation (Zanella *et al.*, *submitted for publication*).

The subsequent deformation events are recognized on both basins, however, they had different responses in each basin. While on Guaratubinha Basin the reactivation of Alexandra and Palmital Shear Zones (E₂) is characterized by strike-slip faults and thrust faults with NW and N tectonic transport formed on a transpressional event (Barão *et al.*, 2017), on Campo Alegre Basin this event is represented by normal and strike-slip faults originated by distensive tectonic. The paleoefforts have distinct positioning and the different structures resulting from these events may reflect the different positions and orientations that the basins occupy in relation of the shear zones. The third event (E₃) is recorded on both basins and it is related to intense fracturing and magmatism developed during Mesozoic, at early stages of the South Atlantic Ocean opening.

At Campo Alegre Basin the deformation associated with this event is characterized by right- and left- lateral strike-slip faults, mainly in the east border and in the center of the

basin – where normal EW faults were also reactivated as inverse. This event was more intense in the Guaratubinha Basin, and in it a greater number of dikes are observed, associated with NW strike-slip faults (Zanella *et al.*, submitted for publication; Barão *et al.*, 2017).

Another difference between the basins lies on the source areas contribution from basal conglomerates. The Guaratubinha basin shows the largest lithological variety, but the granite clasts predominate, possible from Piên Magmatic Arc. In the Campo Alegre Basin there is a more restricted lithological contribution on the west border, with a predominance of diorite clasts from Santa Catarina Granulite Complex. On the northeast portion of this basin there is a major contribution of granodiorites and granites, from Piên Magmatic Arc. This analysis suggests different sources for the sediments from the northeast and west edges of the Campo Alegre Basin, and from those to the Guaratubinha Basin (Castro *et al.*, 2017; Castro, 2018; Quiroz-Valle *et al.*, 2019).

Table 01: Comparison between features of Guaratubinha and Campo Alegre basins. ¹ Fuck *et al.* (1967); ² Barão *et al.* (2017); ³ Siga Jr. (1995); ⁴ Siga Jr. *et al.* (2000); ⁵ Barbosa (2018); ⁶ Caraviello (2015); ⁷ Cordani *et al.* (1999); ⁸ Basei (1985); ⁹ Zanella *et al.* (submitted for publication).

	Guaratubinha Basin	Campo Alegre Basin
Orientation	NE ¹	NW
Dimension	200 km ²	500 km ²
Limiting faulted borders	Yes ² Guaratubinha Master Fault Guaricana Shear Zone	No
Stratigraphic sequence	Rhyolitic Volcanism ² Andesitic Volcanism Sandstone Conglomerate	Rhyolitic Volcanism Andesitic/Trachytic Volcanism Basaltic Volcanism Sandstone Conglomerate
Ages	570 ± 10 (Rb-Sr _{wr}) ³ acid 602 ± 11 (U-Pb _{zircon}) ³ acid 604.6 ± 8.6 (U-Pb _{SHRIMP}) ⁴ rhyolite 580.5 ± 3.5 (U-Pb _{zircon}) ⁵ andesite 592.7 ± 3.9 (U-Pb _{zircon}) ⁵ andesite	596 ± 3 (U-Pb _{LA-ICP-MS}) ⁶ tuff 604 ± 3 (U-Pb _{LA-ICP-MS}) ⁶ ignimbrite 598 ± 29 (U-Pb _{zircon}) ³ rhyolite 595 ± 16 (U-Pb _{SHRIMP}) ⁷ 570 ± 39 (Rb-Sr _{wr}) ⁸ rhyolite
Tectonic history	3 events ² : Transtensional σ_1 N057/01 Compressive σ_1 N319/02 Transtensional σ_1 N323/22	3 events ⁹ : Extensional σ_1 N121/68 Extensional σ_1 N171/50 Compressive σ_1 N345/03
Nucleation	Pull apart	Rift

3.6.2 Geochemical Signatures

Even the similar filling of the basins presents considerable differences: in Campo Alegre Basin sequence are found intermediates and acids rocks, but also basic rocks, represented by basalts. The same doesn't occur in Guaratubinha Basin. The representatives of intermediate volcanic rocks in the Campo Alegre Basin are trachytes, quartz trachytes and andesites, while in the Guaratubinha Basin the intermediate terms are represented by dacites to riodacites.

The comparative analysis of the distribution of the oxides in Harker diagrams highlights the distinct geochemical patterns between the two basins. Although the formation of a linear trend is observed in the diagram of some oxides such as Al_2O_5 , Fe_2O_3 e TiO_2 (Figure 3.7), the samples tend to plot in a grouped pattern, without a correspondence indicating geochemical correlation. The intermediate rocks from Guaratubinha Basin have a diffuse pattern, while the trachyte rocks from the Campo Alegre Basin tend to plot following a trend of elements depletion. The pattern observed in the variation diagrams doesn't suggest a joint evolutionary trend for the sets of rocks in the two basins (Figure 3.7). A clear distinction is noticed between the set of acid rocks from Guaratubinha and rhyolite rocks from Campo Alegre Basins in diagrams as Al_2O_5 , Fe_2O_3 , CaO e K_2O (Figure 3.7).

Comparative analysis of REE data highlights the similarities in geochemical signatures of the rock samples from the two basins, but it also points out the differences. All sets of samples are enriched on light REEs (La to Eu)(Figure 3.8). The geochemical signature of the acid rock set from Guaratubinha Basin doesn't show a REE concentration distinction between the low Zr and high Zr (Figure 3.8A). On Campo Alegre Basin rhyolite samples such distinction is recognized, which the high Zr set presents higher concentration than the low Zr set (Figure 3.8C). This distinction is not observed in the geochemical signature of the intermediate and trachyte rocks in none of the basins (Figure 3.8B and D). The acid rock samples from Guaratubinha Basin and rhyolite samples from Campo Alegre Basin show an expressive negative anomaly of Eu, which is not observed on basic to intermediate set from Guaratubinha Basin (Figure 3.8A) or on trachyte set from Campo Alegre Basin (Figure 3.8C). The range of the Eu negative anomaly of the acid set from Guaratubinha Basin is more expressive than that of rhyolite rocks from Campo Alegre Basin.

The Guaratubinha Basin volcanic rocks were interpreted as originated from two distinct magmas, with independent evolutions from each other (Barbosa, 2018) (Figure 9). Negative of ϵ_{Nd} indicate that magmas were originated at crustal depths. Studies of Campo

Alegre Basin volcanic rocks, however, allowed the identification of six different magmas responsible for the volcanic filling of the basin (Waichel, 1998). The magmatic evolution started with the generation of two basic magmas originated from different lithospheric mantle partial fusion rates and were identified on the east and west edges of the basin. From the high Zr basic magma located in the western portion of the basin the other magmas were generated. The western basic magma originated the alkaline trachytic magma (high Zr) by fractional crystallization process and this, by the same process, originated the high Zr rhyolitic magma. Low Zr trachytic magma was generated by fractional crystallization process with assimilation (AFC) from the same basic magma, and originated by the same process the low Zr rhyolitic magma (Figure 9) (Waichel, 1998).

The similarity in the lithogeochemical signature observed in the ETR diagrams between the acid rocks of Guaratubinha Basin and rhyolite rocks from Campo Alegre Basin suggests that these rocks may have been generated from the same magma. However, differences are observed in the variation diagrams and classification diagrams like TAS and AFM.

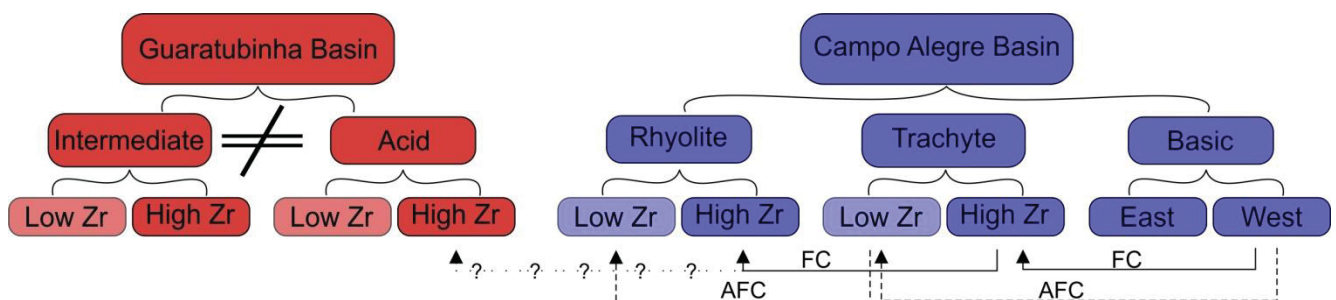


Figure 3.9: Evolution proposals for the magmas that formed the volcanic rocks in Guaratubinha (red) and Campo Alegre (blue) basins. Two magmas are recognized in Guaratubinha basin, one intermediate and one acid, interpreted as non-co-genetic and independent (Barbosa, 2018). For the Campo Alegre Basin, however, basic, trachytic and rhyolitic magmas are identified, of same evolutionary line (Waichel, 1998). The co-geneticity between the acid rocks of the two basins is suggested.

3.6.3. Tectonic evolution

The final stages of the West Gondwana amalgamation culminated in the collision between the Luis Alves and Curitiba terranes, with the subsequent formation of the Piên Magmatic Arc (Harara, 1993; 2001) and the posterior collision involving the Paranaguá Terrane (Bruno *et al.*, 2018; Patias *et al.*, 2019). The rocks of Luis Alves, basement of the basins, present foliation and gneissic banding with varied orientations to NE-SW and NW-SE (Harara, 1993; Siga Jr., 1995) (Figure 3.10A). After the final phases of Gondwana agglutination, the dominant tectonic ambiance becomes associated with a extensional regime, enabling the generation of anorogenic magmatism of Graciosa Province (Figure 3.10B; Basei *et al.*, 1992; Siga Jr. *et al.*, 1993; Gualda & Vlach, 2007).

This configuration enabled the generation of two different local stress fields in the south Luis Alves Terrane, a transtensional local stress field and another extensional (Figure 3.10C). The development of N40E strike-slip shear zones, Garatubinha Master Fault and Guaricana Shear Zone, resulting from the transtensional paleoefforts started the nucleation of the Guaratubinha Basin (Barão *et al.*, 2017). The extensional paleoefforts led to development of N70E and N60W normal faults, on oblique rift system that originated the Campo Alegre Basin. The different local tension fields originated possibly reflect each basin different locations within Luis Alves Terrane in relation to the collision front and the Piên Magmatic Arc formation.

Each precursor faults of each basin controlled its initial sedimentary deposits. Provenance studies carried out on the basal sedimentary rocks of the Campo Alegre Basin suggest the development of alluvial fans in the north of the basin. Causing the conglomerates deposition of the Bateias Formation with general paleocurrent to south (Citroni *et al.*, 2001; Castro, 2019; Quiroz-Valle *et al.*, 2019). Alluvial fans developed on the eastern edge of the basin with a westward flow are interpreted as penecontemporary (Zanella *et al.*, *submitted for publication*). (Figure 3.10C). Considering the Bateias Formation conglomerates deposition of maximum age as 606 ± 4 (Quiroz-Valle *et al.*, 2019), this would be the minimum age for the development of normal NE and NW nucleating basin faults. This age is also assumed as minimum age for the development of the precursor faults of the Guaratubinha Basin (Figure 3.10).

As the basins progressive filling sedimentary deposits were overlapped by volcanic rocks (Figure 3.10D). The volcanic record on Campo Alegre Basin volcanism began with basic magmas, followed by intermediate flows (basalts and andesites; Waichel, 1998; Citroni *et al.*, 2001), while in the Guaratubinha Basin the initial volcanic records were only characterized as intermediate magma (Barão *et al.*, 2017; Barbosa, 2018). On final stages of volcanic manifestations both basins were filled by acid rocks. Geochronological data of andesites, rhyolites and ignimbrites restrict the formation of the volcanic sequences in the two basins on 605 - 596 Ma period (Basei, 1985; Siga Jr. 1995; Cordani *et al.*, 1999; Siga Jr. *et al.*, 2000; Caraviello, 2015; Barbosa, 2018; Quiroz-Valle *et al.*, 2019).

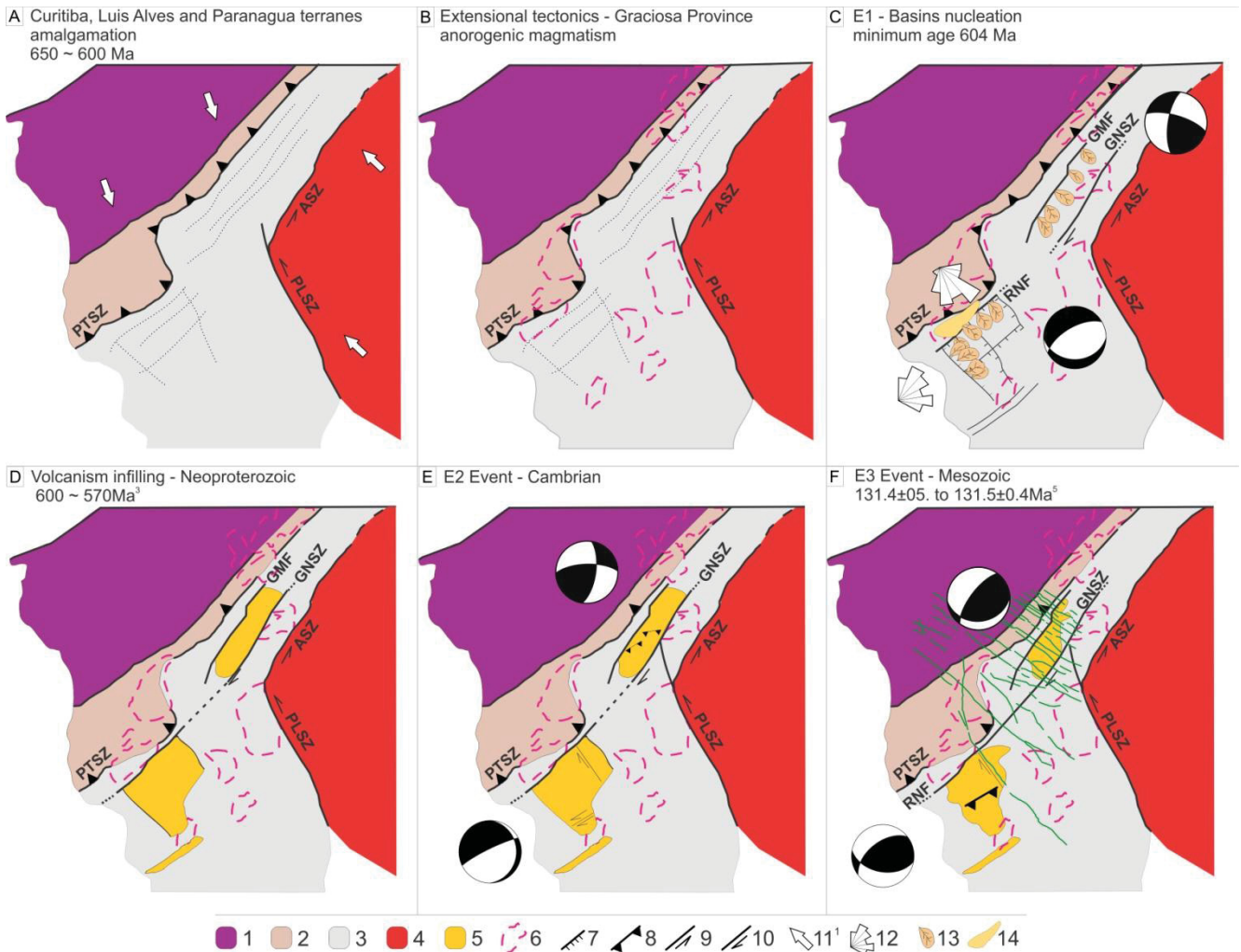


Figure 3.10: Proposed tectonic evolution model of Guaratubinha and Campo Alegre basins. 1) Curitiba Terrane; 2) Piên Magmatic Arc; 3) Luis Alves Terrane; 4) Paranaguá Terrane; 5) Volcanism infilling on transition-stage basins; 6) Graciosa Province (anorogenic granites); 7) Normal fault; 8) Thrust fault; 9) Left-lateral strike-slip fault; 10) right-lateral strike-slip; 11) Tectonic transport direction; 12) Paleocurrent from imbricated clast of conglomerate interpreted as deposited on alluvial fan; 13) Alluvian fan deposits; 14) Volcanism event pre basins development. After Basei et al., 1992; Siga Jr., 1995; Citroni et al., 2001; Harara et al., 2004; Cury, 2009; Barão et al., 2017; Barbosa, 2018; Bruno et al., 2018; Patias et al., 2019; Quiroz-Valle et al., 2019; Zanella et al., submitted for publication.

The second tectonic event (E_2) recorded in these basins is associated with movement of Alexandra and Palmital left-lateral shear zones (Figure 3.10E; Cury, 2009). This event is characterized by distinct structural patterns in each of the basins as a reflect of the different local stress fields originated by it. In the Guaratubinha Basin, mainly thrust faults were generated, with tectonic transport to NW and N, in a compressional context (Barão et al., 2017). On Campo Alegre Basin this event is mainly recognized on its eastern border by normal faults from first event reactivated as strike-slip faults with oblique component and by EW normal faults. The rotation and tilting of blocks possibly explain the paleocurrent towards east (Castro, 2019; Zanella et al., submitted for publication). This event certainly occurred after the final acid volcanism event, once its affected the volcanic-volcanoclastic rocks association on top of the stratigraphic succession. This event is correlated to strike-slip

deformations associated by Almeida *et al.* (2010) to compressional efforts due to subsequent collisional orogens at the plate margins on Early Cambrian (Shmitt *et al.*, 2004).

After a period of relative tectonic stabilization, the intense fracturing and magmatism related to the beginning of the Atlantic South rifting were recorded on both basins (Figure 3.10E). The higher number of NW positive magnetic anomalies in aeromagnetic maps observed on Guaratubinha Basin suggests that the event was more intense in the northern portion. On Campo Alegre Basin, besides the development of strike-slip fault, this event was responsible for reactivate normal faults of previous events as thrust faults.

3.7. Conclusions

The tectonic and sedimentary evolution comparative analysis between the Guaratubinha and Campo Alegre basins based on the integration of structural, geophysical and geochemical data allowed the discussion of the cogeneticity of these basins.

- Although installed under the same geotectonic context on a regional scale, the basins have remarkable distinctive characteristics. These distinctions are a reflection of different paleostress resulting from oblique collisions. In addition, the different structural patterns in each basin's basement rocks resulted on differing outcomes from the same tectonic event.

- The Campo Alegre Basin was formed due extensional paleoefforts that led to normal N70E and N60W normal faults development; while the Guaratubinha Basin was formed by dextral strike-slip shear zones, associated at transtensive stress field.

- The subsequent deformation event (E2) is recorded in both basins, but is characterized by different structural patterns on each basin. While in the Guaratubinha Basin the Cambrian deformation event generated thrust faults, in the Campo Alegre Basin this event reactivated normal faults as strike-slip.

Thus, despite being installed under the same geotectonic context on a regional scale, the basins have distinctive characteristics that allow us to infer that Guaratubinha and Campo Alegre basins were nucleated separately.

CAPÍTULO IV

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As denominadas "bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana" são bacias sin- a pós-colisionais, representantes de um período onde a crosta buscava acomodar os esforços finais do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano após as sucessivas subducções e colisões da amalgamação do Continente Gondwana Ocidental. Tais bacias compartilham características similares como bordas falhadas e preenchimento vulcanossedimentar seguindo o mesmo padrão de empilhamento e eventos vulcânicos com idades próximas. As bacias do Guaratubinha e de Campo Alegre são dois exemplares deste grupo de bacias que expressam semelhanças nos seus preenchimentos vulcanossedimentares e quanto à idade dos eventos vulcânicos. Estas semelhanças e a proximidade geográfica entre elas levaram diferentes autores a teorizarem sobre a possível origem interligada entre as duas bacias (e.g. Daitx & Carvalho, 1981; Citroni, 1998; Campanha *et al.*, 1994; Kaul, 1997). Contudo, a análise comparativa entre as bacias através da integração geológico-geofísica, proposta neste volume, permite contar duas histórias evolutivas independentes, ainda que cronocorrelatas.

As principais semelhanças entre a Bacia do Guaratubinha e a Bacia de Campo Alegre são encontradas quando comparadas suas sucessões estratigráficas e idades dos eventos vulcânicos. As duas bacias apresentam sucessões estratigráficas muito similares, apresentando na base conglomerados polimíticos com gradação ascendente para arenitos e siltitos, sobrepostos por associação de rochas vulcânicas e rochas vulcanoclásticas (Quadro 4.1). As idades propostas para os eventos vulcânicos das duas bacias são muito próximas, sendo indicado tanto para a Bacia do Guaratubinha quanto para a Bacia de Campo Alegre o intervalo entre 600 – 570 Ma para a formação dessas rochas (Basei, 1985; Siga Jr. 1995; Cordani *et al.*, 1999; Siga Jr. *et al.*, 2000; Caraviello, 2015; Barbosa, 2018; Quiroz-Valle *et al.*, 2019).

Entretanto, quando olhado no detalhe, mesmo o preenchimento tão similar das bacias apresenta diferenças consideráveis: a Bacia de Campo Alegre apresenta representantes de vulcanismo básico (basaltos da Formação Campo Alegre) enquanto na Bacia do Guaratubinha não houve o reconhecimento deste vulcanismo (Waichel, 1998; Barbosa, 2018). No caso do vulcanismo intermediário, na Bacia de Campo Alegre são encontrados traquitos, quartzo traquitos e andesitos como representantes, enquanto na Bacia do

Guaratubinha os termos intermediários são representados principalmente por andesitos (Waichel, 1998; Barbosa, 2018).

A análise litogeoquímica comparada das rochas vulcânicas das duas bacias ressalta as diferenças entre elas. Foram identificados na Bacia do Guaratubinha dois magmas, um básico a intermediário e outro ácido, formados em profundidades diferentes (Barbosa, 2018). Enquanto que são propostas para a Bacia de Campo Alegre duas tendências evolutivas a partir das rochas básicas, originando as rochas intermediárias e ácidas por processos de cristalização fracionada e cristalização fracionada com assimilação (Waichel, 1998). As diferenças entre as assinaturas geoquímicas das rochas das duas bacias apontam para evoluções independentes, com magmas provenientes de fontes distintas (Figura 4.1).

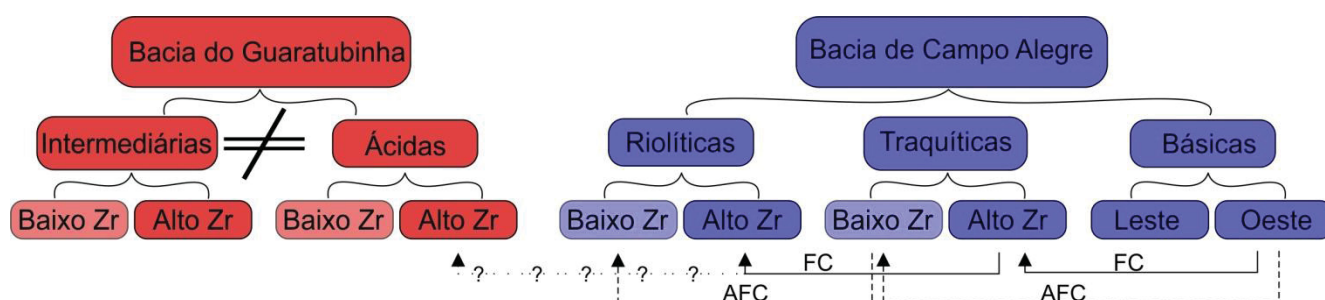


Figura 4.1: Propostas de evolução para os magmas que formam rochas vulcânicas nas bacias de Guaratubinha (vermelho) e Campo Alegre (azul). Dois magmas são reconhecidos na bacia de Guaratubinha, um intermediário e um ácido, interpretados como não cogenéticos e independentes (Barbosa, 2018). Para a Bacia de Campo Alegre, no entanto, são identificados magmas básicos, traquíticos e riolíticos, da mesma linha evolutiva (Waichel, 1998). A cogeneticidade entre as rochas ácidas de alto Zr das duas bacias é sugerida.

Outra diferença significativa no tocante ao preenchimento da bacia é observada na análise da contribuição das áreas-fonte dos clastos constituintes dos conglomerados basais de cada bacia. Para a Bacia do Guaratubinha é sugerido maior contribuição do Arco Magmático Piên, localizado ao norte. Para a Bacia de Campo Alegre foram reconhecidos dois sistemas de leques aluviais, um desenvolvido no norte da bacia, com sedimentos oriundos do Arco Magmático Piên, com alguma contribuição do Terreno Luis Alves, com paleocorrentes para o sul (Quiroz-Valle *et al.*, 2019; Castro, 2018), e outro na borda oeste, com paleocorrentes para o leste e clastos provenientes do Terreno Luis Alves (Castro, 2018). A modelagem gravimétrica sugere a profundidade máxima da Bacia de Campo Alegre como de aproximadamente 850 m.

Utilizando a análise estrutural de superfície e de subsuperfície foram identificados contextos geológicos locais que imprimiram diferenças significativas no que diz respeito ao padrão estrutural e tectônica formadora de cada bacia. Embora ambas apresentem história evolutiva com três eventos, estes são caracterizados por diferentes produtos nas diferentes bacias (Quadro 4.1).

As bacias apresentam formatos e orientações diferentes facilmente identificadas em mapas geológicos da região (e.g. Fuck *et al.*, 1967; Almeida *et al.*, 2010; Toniolo & Souza, 2015; Iglesias *et al.*, 2011; Barão, 2016). Enquanto a Bacia do Guaratubinha apresenta uma área aproximada de 80 km² de formato romboédrico alongado segundo a direção nordeste (Fuck *et al.*, 1958; Barão, 2016), a Bacia de Campo Alegre exhibe aproximadamente 500 km² sem geometria correlacionável e tem seu eixo maior orientado segundo a direção noroeste (Citroni, 1998; Citroni *et al.*, 2001; Zanella *et al.*, submetido à publicação).

A primeira apresenta tais características condicionadas à ação de duas falhas expressivas presentes nas suas bordas norte e sul, a Falha Mestre Guaratubinha e a Zona de Cisalhamento Guaricana, respectivamente. Já na Bacia de Campo Alegre não são reconhecidas bordas limitantes falhadas, apenas falhamentos próximos às bordas, como a Falha do Rio Negro. O fato da bacia do Guaratubinha estar confinada entre falhas e o mesmo não ocorrer na Bacia de Campo Alegre pode ser reflexo dos distintos mecanismos de abertura das bacias.

As duas estruturas limitantes da Bacia do Guaratubinha são caracterizadas como falhas transcorrentes dextrais de direção aproximada N40E, geradas em contexto transtensivo. Tais estruturas são tidas como precursoras da nucleação da bacia, assim, a Bacia do Guaratubinha é interpretada como *pull part*. A ação destas zonas de cisalhamento conferiu à bacia um padrão estrutural onde predominam falhas transcorrentes, condicionando depósitos sedimentares e derrames vulcânicos, bem como deformando as rochas do preenchimento (Barão, 2016; Barão *et al.*, 2017). Este padrão difere do observado na Bacia de Campo Alegre, caracterizado por falhas normais de direção noroeste e nordeste (Quiroz-Valle *et al.*, 2019; Zanella *et al.*, submetido à publicação).

A Bacia de Campo Alegre tem sua origem ligada ao desenvolvimento de sistema de falhas normais oblíquos entre si, de direção N70E e N60W. A ativação desses sistemas de falhas ocorreu de maneira penecontemporânea, associada a campo de estresse distensivo (Zanella *et al.*, submetido à publicação). O desenvolvimento destas falhas no Neoproterozoico (E₁) foi condicionado pela estruturação NW e NE pronunciada das foliações dos gnaisses e milonitos do Complexo Granulítico de Santa Catarina, embasamento da bacia. A movimentação das Zonas de Cisalhamento Palmital e Alexandra originou falhas inversas e falhas transcorrentes dextrais e sinistrais (E₂), provavelmente no Cambriano. Por fim, no Mesozóico, houve a reativação de falhas normais, especialmente as de direção

média N70E, como inversas e geração de falhas transcorrentes e diques de diabásio, associados à abertura do Oceano Atlântico Sul (E₃).

Quadro 4.1: *Comparação entre as características das bacias do Guaratubinha e de Campo Alegre.* ¹ Fuck et al. (1967); ²Barão et al. (2017); ³Siga Jr. (1995); ⁴Siga Jr. et al. (2000); ⁵Barbosa (2018); ⁶Caraviello (2015); ⁷Cordani et al. (1999); ⁸Basei (1985); ⁹Zanella et al. (submetido à publicação).

	Bacia do Guaratubinha	Bacia de Campo Alegre
Orientação	NE ¹	NW ¹
Dimensão	200 km ²	500 km ²
Bordas falhadas limitantes	Sim ² Falha Mestre do Guaratubinha Zona de Cisalhamento Guaricana	Não
Sequência estratigráfica	Vulcanismo Riolítico ² Vulcanismo andesítico Arenito Conglomerado	Vulcanismo Riolítico Vulcanismo andesítico/traquítico Vulcanismo basáltico Arenito Conglomerado
Idades do vulcanismo	570 ± 10 (Rb-Sr _{wr}) ³ ácida 602 ± 11 (U-Pb _{zircon}) ³ ácida 604.6 ± 8.6 (U-Pb _{SHRIMP}) ⁴ riolito 580.5 ± 3.5 (U-Pb _{zircon}) ⁵ andesito 592.7 ± 3.9 (U-Pb _{zircon}) ⁵ andesito	596 ± 3 (U-Pb _{LA-ICP-MS}) ⁶ tufo 604 ± 3 (U-Pb _{LA-ICP-MS}) ⁶ ignimbrito 598 ± 29 (U-Pb _{zircon}) ³ riolito 595 ± 16 (U-Pb _{SHRIMP}) ⁷ 570 ± 39 (Rb-Sr _{wr}) ⁸ riolito
Padrão estrutural	Falhas transcorrentes Falhas normais e inversas de ocorrências pontuais	Falhas normais Falhas inversas e transcorrentes de ocorrências pontuais ou por reativações de planos normais
História tectônica	3 eventos ² : Transtensivo σ_1 N057/01 Compressivo σ_1 N319/02 Transtensivo σ_1 N323/22	3 eventos ⁹ : Extensivo σ_1 N121/68 Extensivo σ_1 N171/50 Compressivo σ_1 N345/03
Nucleação	<i>Pull apart</i>	<i>Rift</i>

Assim, apesar de instaladas sob um mesmo contexto geotectônico em escala regional, que indicaria uma história evolutiva conjunta, as bacias apresentam características distintivas marcantes que permitem inferir que trataram-se desde suas nucleações de bacias distintas.

5. REFERÊNCIAS

- Albuquerque, L.L.F.; Arioli, E.E.; Dias, A.D.A.; Kirchner, C.A. 1971. Geologia das quadriculas de Blumenau e Joinville, SC. DNPM/CPRM Relatório Interno, Porto Alegre, 101p.
- Allen, P.A.; Allen J.R. 2005. *Basin Analysis. Principles and Applications*. 2.ed., Oxford, Blackwell Publishing, 560 p.
- Almeida, F.F.M. 1949. Novo Campo de riólitos no sul do Brasil. *Miner. e Metalurgia*, **14**(82):101-103.
- Almeida, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, *Anais*, 29- 46.
- Almeida, F.F.M.; Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. 1973. The Precambrian evolution of the South America cratonic margin South of the Amazon River. *In*: Nairn, A.E.M. & Stehli, F.G. (eds.) *The ocean basins and margins*. New York, Plenum Publishing, p. 411-446.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. (eds.). 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Blücher Ltda, p. 378.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito-Neves, B.B.; Fuck, R. A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.*, **17**: 1-29.
- Almeida, R.P.; Janikian, L.; Fragoso-Cesar, A.R.S.; Fambrini, G.L. 2010. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *The Journal of Geology*, **118**(2): 145–161.
- Almeida, V.V., Shailis, B., Heaman, L.M., Janasi, V.A., Faleiros, F.M., 2015. First ID-TIMS U-Pb baddeleyite ages of diabase dykes from the Ponta Grossa Arch support previous $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results and northward migration of the Paraná-Etendeka magmatism. São Paulo. *Anais de Vulcanismo e Ambientes Associados*, vol. 12.
- Angelier, J.; Mechler, P. 1977. Sur une méthode graphique de res. descontrantes principales également. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1309-1318.
- Barão, L.M. 2016. Arcabouço Estratigráfico-Estrutural da Bacia do Guaratubinha e Deformações Associadas, Sudeste do Paraná. Dissertação de mestrado – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 135p.
- Barão, L.M.; Trzaskos, B.; Vesely, F.F.; Castro, L.G.; Ferreira, F.J.F.; Vasconvellos, E.M.G.; Barbosa, T.C. 2017. The role of post-collisional strike-slip tectonics in the geological evolution of the late Neoproterozoic volcano-sedimentary Guaratubinha Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **80**:29-46.
- Barbosa, T.C. 2018. Petrogênese das rochas vulcânicas ácidas e intermediárias da Bacia do Guaratubinha – PR. Dissertação de mestrado – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 94p.
- Basei, M.A.S. 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 196 p.

- Basei, M.A.S.; Citroni, S.B.; Siga Jr., O. 1998a. Stratigraphy and age of Fini-Proterozoic basins of Paraná and Santa Catarina states, southern Brazil. *Boletim IG-USP. Série Científica*, **29**:195-216.
- Basei, M. A. S.; McReath, I.; Siga Jr.; O. 1998b. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil: A Review. *Gondwana Research*, **1**:381-391.
- Basei, M. A. S.; Siga Jr., O.; Reis Neto, J. M.; Harara, O. M.; Passareli, C. R.; Machiavelli, A. 1997. Geochronological map of the Precambrian terrains of Paraná and Santa Catarina States, southern Brazil: Tectonic Implications. *In*: South-American Symposium Isotope Geology, Campos do Jordão, São Paulo. SSAGI. Extended Abstracts, 44-46.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr, O.; Machiavelli, A.; Mancini, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(2):216-221.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr, O.; Reis Neto, J.M. 1990. O Batolito Paranaguá. Proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, *Anais*, 1684-1699.
- Biondi, J.C.; Bartoszeck, M.K.; Vanzela, G.A. 2001. Controles geológicos e geomorfológicos dos depósitos de caulim da Bacia de Campo Alegre (SC). *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(1): 13-20.
- Biondi, J.C.; Furtado, L.I. 1999. Geologia e gênese dos depósitos de caulim Floresta e Cambuí (Formação Campo Alegre – SC) - 1. Faciologia e mineralogia das rochas e minérios. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(2): 141-150.
- Biondi, J.C.; Vanzela, G.A.; Bartoszeck, M.K. 1999. Processos químicos de gêneses de depósitos de argilominerais a partir de rochas vulcânicas da Formação Campo Alegre. *Geochimica Brasiliensis*, **13**(2):121-147.
- Bladon, A.J., Clarke, S.M., Burley, S.D. 2015. Complex rift geometries resulting from inheritance of pre-existing structures: Insights and regional implications from the Barmer Basin. *Journal of Structural Geology*, **71**:136-154.
- Blum, M.L.B. 1999. Processamento e Interpretação de dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e sua aplicação à Geologia Regional e à Prospecção Mineral. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 229 p.
- Boynton W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *In*: Henderson P. (ed.), Rare earth element geochemistry. Elsevier, p.63-114.
- Boler, F.M.; Klein, D.P. 1990. Residual Bouguer gravity and interpretative maps of the Pueblo 1°x2° quadrangle, South-Central Colorado. U.S. Geological Survey Report, Miscellaneous Investigations Series Map 1419-B, scale 1:250.000.
- Borradaile, G.J.; Werner, T.; Lagroix, F. 2003. Differences in paleomagnetic interpretations due to the choice of statistical, demagnetization and correction techniques: Kapuskasing structural Zone, northern Ontario, Canada. *Tectonophysics*, **363**(1-2): 103-125.
- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C., Fuck R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasileiro-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**:155-

- Bruno, H.; Almeida, J.; Heilbron, M.; Salomão, M.; Cury, L. 2018. Architecture of major precambrian tectonic boundaries in the northern part of the Dom Feliciano Orogen, southern Brazil: Implications for the West Gondwana amalgamation, *Journal of South American Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jsames.2018.06.018.
- Campanha, G. A. da C.; Gimenez Filho, A.; Sadowski, G. R. 1994. Tectônica da Faixa Ribeira. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Florianópolis, Boletim de Resumos Expandidos, **1**:271-272
- Canuto J.R. 1998. Estratigrafia de sequências do Grupo Castro, na região de Piraí do Sul-Ventania, Bacia de Castro, Estado do Paraná, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **70**(3):694-695.
- Castro, A. P. 2018. Proveniência sedimentar dos conglomerados da Bacia de Campo Alegre - SC. Relatório de Iniciação Científica, Universidade Federal do Paraná, 18p.
- Castro, A.P.; Zanella, R.R.; Guedes, C.C.F.; Trzaskos, B. 2017. Proveniência Sedimentar dos Conglomerados da Bacia de Campo Alegre - SC. *In*: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, Curitiba, *Anais*, **1**.
- Castro, N.A.; Reis Neto, J.M.; Assine, M.L. 1993. Formação Guaratubinha: a importância das rochas vulcanoclásticas. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú, *Anais de resumos expandidos*, **3**:72-74.
- Castro, L.G.; Ferreira, F.J.F.; Cury, L.F.; Fiori, A.P.; Soares, P.C.; Lopes, A.P.; Oliveira, M.J. 2014. Interpretação qualitativa e semiquantitativa dos dados aeromagnéticos sobre a Zona de Cisalhamento Lancinha, porção meridional do Cinturão Ribeira no estado do Paraná, sul do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, **14**(4), 3-18.
- Caraviello, C.L.R. 2015. Rochas vulcânicas da Bacia de Campo Alegre, SC, Brasil: Idades LA-ICP-MS, caráter físico e ambiente dos depósitos vulcânicos. Monografia de Conclusão de Curso – Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 40p.
- Chernicoff, C.J.; Zappettini, E.O.; Peroni, J. 2014. The Rhyacian El Cortijo suture zone: aeromagnetic signature and insights for the geodynamic evolution of the southwestern Rio de la Plata craton, Argentina. *Geoscience Frontiers*, **5**:43-52.
- Citroni, S.B. 1998. Bacia de Campo Alegre, SC: aspectos petrológicos, estratigráficos e caracterização geotectônica. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 185p.
- Citroni, S.B.; Basei, M.A.S.; Siga Jr. O.; Reis Neto, J.M. 2001. Volcanism and stratigraphy of the neoproterozoic Campo Alegre Basin, SC, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **73**(4):581-597.
- Cordani, U.G.; Amaral, G.; Kawashita, K. 1973. The Precambrian evolution of South America. *Geologische Rundschau*, **62**:309-317.
- Cordani, U.G.; Basei, M.A.S.; Siga Jr., O.; Nutman, A. 1999. Idades U-Pb (SHRIMP) de rochas vulcânicas das Bacias de Campo Alegre, Itajaí e Castro (SC e PR). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **71**(4):835.

- Cordani, U.G.; Melcher, G.C.; Almeida, F.F.M. 1968. Outline of the Precambrian geochronology of South America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **5**:629-632.
- CPRM. 2011. Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina (PR, SC, SP). Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Serviço Geológico do Brasil. Comunicado sobre a disponibilização de dados digitais aerogeofísicos (Magnetometria e Gamaespectrometria).
- Cury, L.F. 2009. Geologia do Terreno Paranaguá. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 187p.
- Cury, L. F.; Siga Jr, O.; Harara, O. M. M.; Prazeres Filho, H. J.; Basei, M. A. S. 2008. Aspectos tectônicos das intrusões dos granitos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo, sudeste do Pré-Cambriano paranaense. Estudo baseado em datações ^{39}Ar - ^{40}Ar em micas. *Rev. do Instit. de Geoc. – USP*, **8**(1):87-104.
- Daitx, E.C. 1979. Contribuição ao conhecimento geológico dos depósitos molássicos relacionados à região de dobramentos sudeste: graben de Corupá. *In*: SBG, Simpósio Regional de Geologia, Rio Claro, *Atas*, **1**:147-156.
- Daitx, E.C.; Carvalho, M.A.S. 1980. Projeto geoquímica na área de Guaratubinha-Piên: relatório final. CPRM, São Paulo, 184p.
- Delvaux, D. 2012. Release of program Win-Tensor 4.0 for tectonic stress inversion: statistical expression of stress parameters. *In*: EGU, General Assembly, Vienna. Geophysical Research Abstracts. v. 14.
- Ebert, H. 1971. O Grupo Guaratubinha no norte do Estado de Santa Catarina. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, *Anais*, **2**:153-157.
- Ebert, H.; Brochini, M.F. 1971. A Formação Campo Alegre, Santa Catarina. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, *Anais*, **1**:181-182.
- ESRI CORPORATION. 2009. ArcGis version 9.3.1. Redlands, CA. DVD-Rom.
- Faleiros, F.M. 2008. Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR). PhD thesis, Institute of Geosciences—University of São Paulo, 318p.
- Faleiros, F.M.; Campanha, G.A.C.; Martins, L.; Vlach, S.R.F.; Vasconcelos, P. M. 2011. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research*, **189**:263-291.
- Farnsworth, J.W. 1980. Relationship of Gravity Anomalies to a Drift Filled Bedrock Valley System in Calhoun County Michigan. Master's Theses – Western Michigan University, 72p.
- Farr, T.G.; Rosen, P.A.; Caro, E.; Crippen, R.; Duren, R.; Hensley, S.; Kobrick, M.; Paller, M.; Rodriguez, E.; Roth, L.; Seal, D.; Shaffer, S.; Shimada, J.; Umland, J.; Werner, M.; Oskin, M.; Burbank, D.; Alsdorf, D. 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Review of Geophysics*, **45**:RG2004.

- Ferreira, F.J.F.; Souza, J.; Bongiorno, A.B.S.; Castro, L.G. 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*, **78**(3): J33-J41.
- Fuck R.A.; Marini O.J.; Trein E. 1967. A Formação Guaratubinha. *Boletim Paranaense de Geociências*, **23-25**:237-256.
- Geosoft. 2018. Oasis Montaj ver. 9.5.2. Education Software Edition. Geosoft Mapping and Application System, Toronto, Canadá.
- Gualda, G.A.; Vlach, S.R. 2007. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part I: Regional settings and geological characterization. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**(3):405-430.
- Grohmann, C.H., Campanha, G.A.C. and Soares Junior, A.V., 2011. OpenStereo: um programa Livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. *In*: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Campinas, *Anais*, 26-28.
- Gunn, P.J. 1975. Linear transformations of gravity and magnetic fields. *Geophysics Prospections*, **23**:300-312.
- Harara, O.M.M. 1993. Análise estrutural, petrológica e geocronológica dos litotipos da região de Piên (PR) e adjacências. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 196p.
- Harara, O.M.M. 2001. Mapeamento e Investigação Petrológica e Geocronológica dos Litotipos da Região do Alto Rio Negro (PR-SC): um exemplo de sucessivas e distintas atividades magmáticas durante o Neoproterozóico III. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 206p.
- Harara O.M.M.; Basei, M.A.S.; Siga Jr. O.; Campos Neto, M.C. 2004. Neoproterozoic supra subduction zone (SSZ) ophiolitic rocks from Piên (PR), southern Brazil. Quarenta anos de geocronologia no Brasil. *Boletim de Resumos*, 89.
- Hasui, Y. 2012. Sistema Orogênico Mantiqueira. *In*: Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Almeida, F.F.M.; Bartorelli, A. (eds.) *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, 900p.
- Hartmann, L.A.; Santos, J.O.S.; McNaughton, N.J.; Vasconcellos, M.A.Z.; Dasilva, L.C. 2000. Ion microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina., southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **72**(4):559-572.
- Hartmann, L.A.; Silva, L.C.; Orlandi Filho, V. 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrição e implicações genéticas. *Acta Geologica Leopoldensia*, v.3(6), p.93-112.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Campos Neto, M.C.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J.; Janasi, V.A. 2004. Província Mantiqueira. *In*: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito-Neves, B. B. 2004. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 611p.
- Heilbron, M.; Valeriano, C.M.; Tassinari, C.C.G.; Almeida, J.; Tupinambá, M.; Siga Jr., O.; Trouw, R.A.J.; Brito Neves, B.B.; De Wit, M.J. (eds.) 2008. West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region. *Geological Society London Special Publication*, **294**:211-237.

- Iglesias, C.M. da F.; Betiollo, L.M.; Rocha, P.G. 2011. *Integração geológica e avaliação do potencial mineral do Craton Luis Alves com foco nas rochas máfico-ultramáficas e mineralizações de ferro: mapa de integração geológico geofísico*. Porto Alegre: CPRM, 2015. Escala 1:250.000.
- Irvine T.N.; Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **(8)**:523-48.
- Jensen L.S. 1976. A new cationic plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Div. Mines, Miscel. Paper*, **6**:22
- Kaul, P.F.T. 1997. O magmatismo na Serra do Mar e Adjacências (Sul do Brasil) no final do Neoproterozóico e seus condicionantes tectônicos. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 293p.
- Kaul, P.F.T.; Cordani, U.G.; 2000. Geochemistry of Serra do Mar granitoid magmatism and tectonic implications Southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1): 115-119.
- Lebas, M.J.; LeMaitre, R.W.; Streckeisen, A.; and Zanettin, B. 1986. A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology* **27**(3): 745-750.
- LeMaitre R.W.; Bateman P.; Dudek A.; Keller J.; Lameyer Le Bas, M.J.; Sabine, P.A.; Schmid, R.; Sorensen, H.; Streckeisen, A.; Wolley, A.R.; Zanettin, B. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- Lemna, O.S., Stephenson, R., Cornwell, D.G. 2019. The role of pre-existing Precambrian structures in the development of Rukwa Rift Basin, southwest Tanzania. *Journal of African Earth Sciences*, **150**:607-625.
- Lopes, O.F. 1987a. Zoneamento metamórfico da Formação Rio das Cobras do pré-Cambriano do Estado do Paraná. In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro, Curitiba, *Atas*, **1**:303-312
- Lopes, O.F. 1987b. O granito sin-tectônico Cubatãozinho: petrogênese e evolução geológica. In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro, Curitiba, *Atas*, **1**:481-490.
- Lopes, O.F.; Lima, R.E. 1985. Nota preliminar sobre a geologia da Serra da Prata - PR. *Boletim Paranaense de Geociências*, **36**:65-68.
- Machiavelli, A.; Basei, M.A.S.; Siga Jr., O. 1993. Suíte Granítica Rio Piên (PR): Um provável arco magmático do Proterozoico Superior. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 89p.
- Miller, H.G.; Singh, V. 1994. Potential field tilt e a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, **32**: 213-217.
- Moro, R.P.X. 2000. Propostas de origem, evolução e contexto da bacia da Formação Camarinha – Transição Neoproterozoico-Eocambriano do Estado do Paraná. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 167p.
- McClay, K.R.; White, M.J. 1995. Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. *Marine and Petroleum Geology*, **12**:137-151.

- Passarelli C.R., Basei M.A.S., Siga O., Harara O.M.M. 2018. The Luis Alves and Curitiba Terranes: Continental Fragments in the Adamastor Ocean. *In: Siegesmund S., Basei M., Oyhançabal P., Oriolo S. (Eds). Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews. Springer, Cham.*
- Patias, D.; Cury, L.F.; Siga Jr., O. 2019. Transpressional deformation during Ediacaran Accretion of the Paranaguá Terrane, southernmost Ribeira Belt, western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, doi:https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102374.
- Pongwapee, S., Morley, C.K., Won-in, K. 2018. Impact of pre-existing fabrics and multi-phase oblique extension on Cenozoic fault patterns, Wichianburi sub-basin of the Phetchabun rift, Thailand. *Journal of Structural Geology*, **118**:340-361.
- Prazeres Filho, H. J. 2005. *Caracterização geológica e petrogenética do Batólito Granítico Três Córregos (PR-SP): Geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (ID-TIMS/SHRIMP) e $\delta^{18}\text{O}$ em zircão*. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007p.
- Quiroz-Valle, F.R.; Basei, M.A.S.; Lino, L.M. 2019. Petrography and detrital zircon U-Pb geochronology of sedimentary rocks of the Campo Alegre Basin, Southern Brazil: implications for Gondwana assembly. *Brazilian Journal of Geology*, **49**(1):1-19.
- Reis Neto, J.M.; Vasconcellos, E.M.G.; Bittencourt, C. 2000. Guaratubinha Formation – PR: petrographic characterization of volcanoclastic rocks. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:371-374.
- Rosendahl, B.R.; Reynolds, D.J.; Lorber, P.M.; Burgess, C.F.; McGill, J.; Scott, D.; Lambiase, J.J.; Derksen, S.J. 1986. Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, África. *In: Frostick, L.E.; Renaut, R.W.; Reid, I.; Tiercelin, J.J. (Ed.) Sedimentation in the African Rifts. Oxford: Geological Society Special Publication. 25*:29-43.
- Rostirolla, S.P.; Ahrendt, A.; Soares, P.C.; Carmignani, L. 1999. Basin analysis and mineral endowment of the Proterozoic Itajaí Basin, south-east Brazil. *Basin Res.* **11**:127-142.
- Sato, K.; Siga Jr.; O.; Da Silva, J. A.; McReath, I.; Dunyi L.; Iizuka, T.; Rino, S.; Hirata, T.; Sproesser, W.; Basei, M.A.S. 2009. In situ isotopic analyses of U and Pb in zircon by remotely operated SHRIMP II, and Hf by LA-ICP-MS: an example of dating and genetic evolution of zircon by $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ from the Ita quarry in the Atuba Complex, SE Brazil. *USP, Série Científica*, **9**(3):61-69.
- Schmitt, R.R.; Trouw, R.A.J.; Van Schmus, W.R.; Pimentel, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, **133**:29–61.
- Siga Jr., O. 1995. Domínios Tectônicos do Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e Evolução Crustal. Tese de Doutorado – Universidade de São Paulo, 212 p.
- Siga Jr, O; Basei, M. A. S.; Machiavelli, A. 1993. Evolução Geotectônica da Porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com Base em Interpretações Geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(3):215-223.

- Siga Jr, O; Basei, M. A. S.; Citroni S.B. 1995. Contribuição aos estudos das bacias de Campo Alegre e Guaratubinha (PR-SC). *In*: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, *Anais*, 207-209.
- Siga Jr., O.; Basei, M. A. S.; Sato, K.; Cordani, U. G.; Citroni, S. B. 2000. U-Pb and Sm-Nd Isotopic Studies of Campo Alegre and Guaratubinha Volcanosedimentary Basins, Southern Region. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, *Anais*.
- Siga Jr., O.; Basei, M.A.S.; Sato, K.; Passarelli, C.R.; Nutman, A.; McReath, I.; Prazeres Filho, H.J. 2011. Calimyan (1.50-1.45 Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences, south-southwestern Brazil: zircon ages and Nd-Sr isotopic geochemistry. *Jour. of South American Earth Scien.*, **32**:301-308.
- Silva, A. T. S. & Algarte, J. P. 1981a. Contribuição à geologia da sequência Turvo--Cajati entre o Rio Pardo e Pariquera-Açu ,Estado de São Paulo I: litologia e petrografia. *In*: SBG. Simpósio Regional de Geologia, Curitiba, *Anais*, **1**:109-120.
- Silva, A. T. S. & Algarte, J. P. 1981b. Contribuição à geologia da sequência Turvo--Cajati entre o Rio Pardo e Pariquera-Açu ,Estado de São Paulo II: estrutura, metamorfismo e evolução geotectônica. *In*: SBG. Simpósio Regional de Geologia, Curitiba, *Anais*, **1**:121-132.
- Silva, P.C.S.; Vasconcellos, C.V.S.; Yamato, A.A.; Pedreira, A.J. 1998. O Grupo Açuncui na Folha Curitiba (SG22-X-D-I). *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, *Anais*, 40.
- Silva, L.C.; McNaughton, N.J., Armstrong, R.; Hartmann, L.A.; Fletcher, I.R. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan African systems of orogens. *Precambrian Research*, **136**:203-240.
- Spector A.; Grant, F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, **35**(2):293-302.
- Tassinari, L. F.O de M., Hess C. V., Ilha F. G., Rosales M. J. T. R. 2013. Processamentos, integrações e interpretações, de dados magnetométricos em suas transformações: dados gamaespectométricos em suas composições, dados de susceptibilidade magnética e de altitude ortométrica. *In*:SBGf, Congresso Internacional de Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, *Anais*, 1-6.
- Teixeira, A.L. 2000. Análise das bacias da transição Proterozóico-Fanerozóico do Estado de São Paulo e adjacências. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 158 p.
- Teixeira, A.L.; Gaucher, C.; Paim P.S.G.; Fonseca M.M.; Parente C.V.; Silva Filho, W.F.; Almeida A.R. 2004. Bacias do estágio da transição da Plataforma Sul-Americana. *In*: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B.B. (Orgs.), Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, p. 487-536.
- Toniolo, J.A.; Souza, M.B.G. 2015. Metalogenia das bacias neoproterozoicas-eopaleozoicas do sul do Brasil: estado de Santa Catarina, Bacias de Itajaí, Campo Alegre e Corupá. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Serviço Geológico do Brasil,

- Trainini, D.R. 1974. Projeto Campo Alegre: relatório final. CPRM, Porto Alegre, 67 p.
- Valiati, D.; Maron J.E.P. 1974. Projeto sondagem Campo Alegre. Relatório interno, Porto Alegre, CNE/CPRM, 2v., 66p.
- Vlach, S.R.; Siga Jr., O.; Harara, O.M.; Gualda, G.M.; Basei, M.A.; Vilalva, F.C. 2011. Crystalization ages of the A-type magmatism of the Graciosa Province (Southern Brazil): Constraints from zircon U-Pb (ID-TIMS) dating of coeval K-rich gabbro-dioritic rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, **32**(4): 407-415.
- Waichel, B.L. 1998. Caracterização Geoquímica das rochas vulcânicas da Bacia de Campo Alegre – SC. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 121p.
- Waichel B.L.; Lima E. F.; Nardi L.V.S.; Sommer C.A. (2000). The alkaline post-collisional volcanism of Campo Alegre Basin in Southern Brazil: petrogenetic aspects. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 393-396.
- Wood, D.A.; Joron, J.L.; Treuil, N.F.; Norry, M.; Tarney, J.1979. Elemental and Sr isotope variations in basic Lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**:319-339.
- Zanella, R.R.; Barão, L.M.; Trzaskos, B.; Ferreira, F.J.F. 2017. Contribuição da aeromagnetometria na caracterização do arcabouço estrutural do Terreno Luis Alves na região nordeste do Estado de Santa Catarina. In: *SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, Curitiba, Anais*, **1**.
- Zanella, R.R.; Trzaskos, B.; Castro, L.G.; Ferreira, F.J.F. Geophysical-structural framework of the Campo Alegre Basin (Santa Catarina state, southern Brazil). Submetido à publicação no *Journal of Applied Geophysics*.

ANEXO I

Tabela de dados litogeoquímicos para óxidos (% peso) de rochas da Bacia de Campo Alegre, obtidos por fluorescência de raios X (DRZ) e compilados de Waichel (1998; BE), recalculados em base anidra.

AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.
DRZ77	76,45	12,28	1,44	0,01	0,09	0,10	2,79	5,37	0,15	0,02	1,06
DRZ65	69,18	13,66	4,71	0,05	0,34	0,80	4,14	4,22	0,84	0,48	1,16
BE-62	76,08	9,84	5,65	0,09	0,15	0,61	3,03	4,24	0,25	0,03	1,48
BE-90	70,43	13,31	5,98	0,01	0,01	0,77	4,96	4,04	0,43	0,02	0,58
BE-92	69,42	15,44	2,91	0,09	0,21	0,17	2,66	8,66	0,31	0,06	1,37
BE-118	76,17	12,44	2,43	0,27	0,25	0,11	4,54	3,49	0,23	0,04	0,94
BE-24	76,77	13,70	1,35	0,02	0,17	0,06	1,82	5,90	0,16	0,02	2,86
BE-40A	77,91	11,42	1,39	0,01	0,16	0,08	0,51	8,34	0,13	0,02	1,41
BE-84	77,19	12,85	0,78	0,01	0,20	0,14	3,12	5,49	0,17	0,03	0,88
BE-93	73,93	14,41	2,75	0,02	0,06	0,06	1,87	6,69	0,15	0,02	2,70
BE-97	78,39	12,15	0,90	0,02	0,13	0,05	2,74	5,43	0,14	0,02	1,22
BE-117	75,69	14,24	1,34	0,01	0,17	0,19	2,02	6,07	0,16	0,07	2,85
BE-05	70,18	14,31	4,70	0,05	0,08	0,32	4,38	5,40	0,41	0,13	0,73
BE-115A	70,89	14,82	5,57	0,02	0,09	0,05	2,49	5,47	0,53	0,05	2,49
BE-02	68,14	14,77	5,40	0,03	0,28	0,92	4,57	4,63	0,83	0,41	1,49
BE-11	67,45	16,25	5,55	0,05	0,31	0,29	4,30	4,74	0,80	0,20	1,65
BE-12	68,90	14,68	5,11	0,08	0,23	0,78	4,87	4,18	0,76	0,37	1,12
BE-43	68,653	14,50	5,03	0,09	0,31	1,38	3,82	5,25	0,65	0,29	2,01
BE-22	65,47	15,03	8,40	0,04	0,29	0,10	4,01	5,75	0,78	0,11	1,61
BE-30	67,35	14,91	7,83	0,11	0,15	0,08	2,79	6,08	0,64	0,04	2,33
BE-35	67,43	14,92	6,71	0,15	1,25	0,23	3,44	5,02	0,70	0,10	2,21
BE-109	65,01	15,14	7,99	0,05	0,26	0,19	4,42	5,94	0,85	0,14	0,99
BE-110	65,36	15,14	8,04	0,12	0,19	0,20	4,43	5,91	0,82	0,14	0,96
BE-119	68,897	14,809	3,773	0,061	0,875	2,166	3,906	4,831	0,549	0,132	2,10
DRZ44	60,07	16,14	7,42	0,01	1,00	2,98	5,33	0,89	2,51	1,06	2,20
DRZ67	67,71	14,14	6,52	0,03	0,11	0,26	5,07	4,49	0,61	0,17	1,01
BE-14	50,34	17,88	9,97	0,15	3,58	11,13	3,33	0,97	1,78	0,82	6,84
BE-70	48,54	17,17	11,03	0,17	8,41	9,16	3,26	0,54	1,51	0,22	4,43
BE-81	49,28	17,37	11,48	0,18	8,99	5,82	4,59	0,39	1,70	0,21	4,2

P.F. = Perda ao fogo

ANEXO II

Tabela de dados litogeoquímicos para elementos traço (ppm) de rochas da Bacia de Campo Alegre (Compilados de Waichel, 1998).

AMOSTRA	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Cs	Ba	Hf	Ta	Pb	Th	U
BE-62	-	-	48,7	30	-	238	27	-	163,95	3,08	52,36	227,54	109,03	-	15,2	0,5	131	55,4	5,11	138	54,1	7,37
BE-90	-	-	54,1	25	-	13	25	-	83,72	0,65	16,43	80,36	45,16	-	3,5	0,2	132	19	1,74	6	13,8	1,75
BE-92	-	-	34,5	23	-	102	29	-	212,79	1,13	16,01	69,72	48,54	-	7,8	0,6	774	17,9	2,27	36	29,4	4,55
BE-118	-	-	1,7	22	-	155	25	-	94,18	0,95	13,55	59,27	38,70	-	4,2	0,1	134	5,8	14	12	15,8	2,04
BE-24	-	-	33,8	26	-	29	19	-	182,50	1,65	8,62	14,27	28,38	-	3	1,8	671	5,3	1,4	30	28	2,52
BE-40A	-	-	38	26	-	24	17	-	188,37	1,21	7,18	11,54	20,96	-	2,8	1,5	923	4,35	1,33	24	23,9	2,71
BE-84	-	-	1,1	10	-	26	17	-	182,55	2,21	8,21	13,90	30,64	-	3,6	1,9	611	5,2	5,2	22	24,8	4,29
BE-93	-	-	20,3	42	-	18	16	-	177,90	0,86	8,64	16,54	25,00	-	3,1	0,9	609	5,6	1,35	13	25,4	1,65
BE-97	-	-	61,1	25	-	14	16	-	152,32	2,56	6,57	9,72	14,35	-	1,8	0,5	775	3,1	1,36	20	24,2	2,15
BE-117	-	-	1,2	44	-	36	22	-	211,62	2,78	6,77	15,00	30,64	-	3,8	2,6	689	14	5,4	37	26,4	3,55
BE-05	6	-	2	ND	-	75	21	1,3	176,74	9,73	12,93	57,63	59,67	1,1	5,4	-	924	16	1,94	34	17,1	1,86
BE-115A	ND	-	-	ND	-	90	26	2,2	125,58	1,00	13,34	95,00	41,93	1,1	4,3	-	147	21	1,19	31	12,6	0,97
BE-02	16	-	41	23	-	71	23	0,6	170,93	11,82	15,81	40,00	54,83	0,9	3,5	-	1817	12	2,04	23	15,6	3,39
BE-11	13	-	4	ND	-	56	24	1,1	195,34	14,52	20,12	39,36	50,00	1,3	4,1	-	2230	11	1,53	13	13,9	2,48
BE-12	9	-	33	22	-	69	20	1,1	156,97	12,04	11,49	36,45	48,38	0,5	4,5	-	1725	12	1,85	24	15,5	2,23
BE-43	7	-	19	23	-	87	24	ND	172,09	10,04	13,75	43,09	51,61	5	3,6	-	2064	12	1,86	24	16,1	2,39
BE-22	ND	-	1	23	-	85	23	0,7	96,51	2,91	10,88	70,81	32,25	0,6	2	-	621	15	1,03	33	8,85	0,82
BE-30	ND	-	31	22	-	96	27	0,8	102,32	1,69	16,83	68,09	45,16	0,3	2,4	-	263	15	1,33	26	10,5	0,91
BE-35	ND	-	18	29	-	113	25	0,8	68,60	3,30	10,88	60,45	32,25	0,7	3,7	-	934	14	1,05	11	9,41	0,39
BE-109	ND	-	1	ND	-	92	25	1,6	97,67	1,78	9,65	55,72	27,41	1,1	2,4	-	775	14	0,81	23	7,59	0,69
BE-110	ND	-	2	16	-	109	23	1,7	111,62	4,21	9,24	50,63	25,80	1,2	2,6	-	982	14	0,83	29	7,39	0,57
BE-119	35	-	7	14	-	57	18	1,2	134,88	7,56	6,77	28,27	24,19	0,9	3,9	-	1319	8	0,84	26	16,7	2,2
BE-14	154	21	43,5	0,33	30	156	20	-	19,2	6,91	1,07	3,51	10,2	-	-	-	68,75	2,8	8,52	14	20	0,51
BE-70	177	269	68,5	1,16	41	67	17	-	11,9	2,91	0,74	1,43	2,68	-	-	-	30,5	1,24	2,88	8	5,1	0,12
BE-81	180	117	57	1,02	45	84	16	-	15	7,36	0,8	1,20	1,28	-	-	-	108,33	1,16	1,06	5	3,35	0,11

ND= Não detectado

ANEXO III

Tabela de dados litogeoquímicos para Elementos Terras Raras (ppm) de rochas da Bacia de Campo Alegre (Compilados de Waichel, 1998).

AMOSTRA	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
BE-62	586,12903	365,34653	324,59016	281,83333	193,84615	23,129252	147,06564	144,72574	129,96894	118,3844	121,42857	120,67901	115,93301	118,32298
BE-90	321,6129	229,9505	159,83607	136	81,025641	14,14966	63,050193	51,476793	39,968944	36,908078	37,428571	39,197531	35,263158	39,130435
BE-92	517,41935	373,39109	231,96721	184	103,58974	20,272109	80,579151	59,915612	44,596273	37,325905	38,285714	36,728395	37,607656	40,68323
BE-118	496,77419	376,23762	265,57377	193,33333	104,10256	6,8027211	62,548263	51,265823	38,509317	32,311978	31,666667	29,62963	27,129187	27,018634
BE-24	328,06452	106,68317	136,88525	97,166667	54,358974	11,836735	34,131274	29,746835	21,397516	18,10585	19,952381	18,518519	17,607656	19,254658
BE-40A	161,6129	114,97525	68,852459	53	32,358974	7,3469388	26,602317	22,57384	18,26087	16,295265	16,619048	16,049383	15,980861	15,838509
BE-84	294,83871	206,68317	140,16393	97,666667	57,948718	8,4353741	36,447876	31,64557	23,695652	20,473538	20,238095	19,753086	18,995215	17,701863
BE-93	268,70968	126,11386	112,29508	81,5	41,025641	7,8911565	30,926641	24,894515	20,341615	19,08078	20,238095	19,444444	19,569378	20,496894
BE-97	196,45161	124,50495	83,606557	64	40	8,8435374	29,498069	22,57384	15,590062	13,649025	14,857143	12,962963	13,827751	15,838509
BE-117	197,41935	146,0396	100	69,333333	42,564103	6,5306122	27,451737	25,316456	19,658385	17,409471	17,52381	17,283951	16,45933	15,52795
BE-05	316,45161	257,42574	181,14754	134,5	80,512821	27,482993	51,737452	46,202532	36,024845	30,91922	31,285714	29,938272	29,138756	27,5
BE-115A	487,09677	207,92079	266,39344	196,66667	96,923077	20,272109	55,984556	47,468354	37,267081	33,008357	35,095238	34,567901	34,210526	35,3125
BE-02	303,87097	264,4802	159,01639	129,5	76,410256	40,544218	62,162162	46,835443	39,440994	33,426184	34,142857	29,320988	29,090909	32,1875
BE-11	364,51613	344,05941	221,39344	176,66667	110,76923	56,190476	79,53668	66,244726	50	43,871866	42,380952	38,580247	35,789474	33,125
BE-12	213,87097	200,49505	127,04918	96,5	61,025641	24,897959	44,015444	41,350211	32,919255	29,108635	29,714286	29,012346	28,4689	26,875
BE-43	296,12903	222,89604	144,2623	121,16667	72,820513	38,367347	55,598456	43,248945	35,403727	30,083565	32,047619	29,938272	30,956938	34,375
BE-22	180,32258	131,80693	93,442623	81,333333	51,282051	33,197279	40,540541	32,911392	25,776398	24,373259	26,666667	23,45679	24,641148	27,8125
BE-30	374,19355	217,94554	197,54098	178,16667	104,10256	29,659884	75,289575	59,07173	43,78882	37,047354	35,714286	32,407407	32,009569	36,5625
BE-35	238,06452	170,17327	114,7541	98,333333	55,897436	28,027211	45,945946	36,708861	27,329193	24,512535	25,47619	22,222222	24,162679	29,6875
BE-109	174,19355	144,80198	110,65574	89,666667	55,897436	43,537415	39,76834	35,021097	27,950311	24,651811	24,952381	24,074074	23,875598	24,375
BE-110	180,32258	146,0396	113,93443	92	57,435897	42,993197	41,312741	35,443038	28,26087	24,930362	25,285714	24,691358	24,449761	25,3125
BE-119	237,74194	163,36634	114,7541	82	42,564103	15,646259	25,096525	22,57384	17,701863	15,738162	16,095238	15,740741	14,976077	14,6875
BE-14	226,77419	169,80198	111,88525	96,5	53,333333	39,727891	42,702703	29,746835	21,521739	17,548747	17,714286	14,814815	15,023923	15,9375
BE-70	40,967742	34,777228	25,819672	27,333333	20,512821	21,904762	17,297297	15,400844	12,329193	12,116992	12,190476	10,802469	10,574163	10,9375
BE-81	34,193548	30,445545	27,786885	27,333333	22,051282	22,44898	20,15444	18,565401	14,968944	13,649025	13,095238	12,037037	11,818182	11,25

ANEXO IV

Tabela de dados litogeoquímicos para óxidos (% peso) de rochas da Bacia de Guaratubinha (Compilados de Barbosa, 2018).

AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.
GUA-89	70,81	14,09	5,18	0,09	0,07	0,22	4,31	4,77	0,41	0,05	1,94
GUA-56-1	77,56	11,95	2,64	0,04	0,31	1,17	3,54	2,57	0,20	0,02	2,51
RIO-1	78,69	10,81	3,19	0,08	0,47	3,72	1,30	1,48	0,23	0,03	5,32
GUA-72-1	72,99	13,33	4,21	0,07	0,94	1,17	3,64	2,99	0,50	0,14	1,62
GUA-14	75,67	12,88	1,96	0,05	0,05	0,52	4,11	4,65	0,10	0,01	0,84
GUA-21	75,83	12,83	1,73	0,06	0,03	0,57	4,22	4,62	0,09	0,01	1,85
GUA-100	76,73	15,26	2,50	0,09	1,09	0,03	0,01	3,58	0,56	0,15	0,59
GUA-07R	80,34	13,26	1,80	0,01	0,10	0,03	0,44	3,89	0,12	0,01	1,46
GUA-62-1	59,34	21,28	11,06	0,08	1,31	0,05	0,01	3,60	2,23	1,06	10,81
GUA-16	60,32	18,66	10,11	0,10	1,15	0,39	2,74	3,74	1,94	0,85	6,52
GUA-138	50,95	27,78	12,51	0,01	0,54	0,03	0,24	5,27	2,50	0,16	6,62
GUA-77-2	53,93	23,02	12,62	0,74	1,49	0,13	0,07	5,08	1,97	0,95	8,62
GUA-07A	53,96	20,44	12,24	0,07	2,10	0,64	5,37	2,26	2,22	0,69	5,57
GUA-12	58,36	19,12	11,31	0,10	1,17	2,08	4,31	1,46	1,67	0,43	4,96
GUA-83	59,20	18,54	9,90	0,09	1,15	1,19	4,52	3,15	1,65	0,60	3,08
GUA-104	63,65	15,03	10,53	0,17	1,84	1,68	3,50	1,71	1,47	0,43	4,12
GUA-93	66,01	17,10	7,32	0,02	1,29	0,55	0,42	5,13	1,59	0,57	4,22

P.F. = Perda ao fogo

ANEXO V

Tabela de dados litogeoquímicos para elementos traço (µg/g) de rochas da Bacia do Guaratubinha (Compilados de Barbosa, 2018).

AMOSTRA	Zr	Y	Sr	Rb	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta	Th	U
GUA-89	65,60	8,46	3,93	102,44	42,26	15,79	15,21	43,71	34,88	122,92	70,37
GUA-56-1	75,60	24,46	14,49	213,49	80,32	152,63	17,72	72	69,77	231,25	144,44
RIO-1	87,15	7,29	19,03	69,53	55,81	73,68	29,37	60,86	37,21	178,13	181,48
GUA-72-1	23,82	8,48	18,74	113,26	23,39	200,53	123,54	19,86	ND	154,17	84,81
GUA-14	26,21	17,08	0,74	235,81	67,58	84,21	0,93	36,29	60,47	158,33	103,7
GUA-21	24,27	18,32	0,35	244,19	38,39	75,26	1,48	32,86	ND	171,88	95,93
GUA-100	36,40	20,86	4,86	257,67	37,58	357,89	45,37	29,71	27,91	129,17	85,19
GUA-07R	26,64	16,37	2,14	175,58	61,77	42,63	43,25	31,71	ND	219,79	275,93
GUA-62-1	58,53	12,48	2,07	89,19	45,00	68,42	161,24	42,29	30,23	70,83	33,33
GUA-16	53,23	14,19	9,41	101,86	39,35	63,16	265,34	38,57	30,23	60,42	37,04
GUA-138	23,36	5,38	5,48	90,58	23,06	91,58	619,44	17,89	ND	25,42	7,78
GUA-77-2	34,24	12,30	11,70	165,70	52,58	584,21	389,15	27,14	41,86	42,71	29,63
GUA-07A	27,34	21,36	12,49	189,53	26,77	89,47	62,43	21,43	18,6	34,38	74,07
GUA-12	33,35	6,26	13,17	42,79	31,77	52,63	94,58	25,14	23,26	79,17	48,15
GUA-83	37,83	8,89	11,98	126,05	25,65	210,53	113,1	22	18,6	50	33,33
GUA-104	29,35	7,29	19,70	43,95	26,94	121,05	131,22	24	25,58	65,63	37,04
GUA-93	34,61	7,64	2,45	171,28	28,39	73,68	265,08	26,29	25,58	66,67	40,74

ND= Não detectado

ANEXO VI

Tabela de dados litogeoquímicos para Elementos Terras Raras (ppm) de rochas da Bacia do Guaratubinha (Compilados de Barbosa, 2018).

AMOSTRA	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
GUA-89	431,94	325,5	232,87	155,33	70,77	9,8	41,04	31,86	26,27	23,96	24,05	24,38	24,21	27,02
GUA-56-1	248,71	202,85	164,1	120,5	84,82	4,49	67,72	66,03	62,17	61,28	65,29	62,65	60,05	58,39
RIO-1	418,71	254,95	280,41	218,33	122,1	16,46	84,21	70,89	61,83	55,15	51,95	49,69	48,42	49,38
GUA-72-1	260,97	186,88	139,34	98,67	54,36	19,59	36,72	27,85	23,63	21,17	19,67	18,21	17,27	16,46
GUA-14	203,23	163,99	129,02	92,83	68,62	1,9	50,93	50,84	46,27	43,04	44,24	41,67	41,72	39,75
GUA-21	217,74	170,79	137,7	100	74,36	2,18	52,51	51,05	45,65	43,59	42,1	41,36	41,82	38,82
GUA-100	632,26	282,92	385,9	276,5	163,59	30,2	101,24	86,08	68,76	53,48	46,52	41,05	36,17	31,37
GUA-07R	146,45	24,01	95,08	72,5	52,82	4,9	42,86	41,14	38,51	39,28	38,67	39,2	40,72	40,37
GUA-62-1	336,77	269,31	219,26	174,17	93,85	65,44	62,63	48,95	41,09	34,12	31,81	30,25	30,29	29,5
GUA-16	307,42	238,49	195,49	154,5	89,95	61,36	59,88	45,57	38,01	35,52	34,52	31,17	30,86	31,37
GUA-138	61,94	48,02	37,21	27,17	17,9	22,72	15,44	15,61	14,84	15,32	14,76	14,81	14,93	14,91
GUA-77-2	355,16	262,87	234,1	198,17	108,67	68,44	77,61	53,16	40,53	31,34	26	21,3	20,43	18,32
GUA-07A	413,55	214,73	253,52	193,5	110,41	52,38	77,84	64,35	51,58	44,01	40,38	35,8	31,91	29,5
GUA-12	195,16	149,26	118,11	89,5	49,49	29,93	30,39	25,95	22,05	18,38	17,1	16,67	17,37	15,84
GUA-83	169,68	120,3	104,59	82,5	48,46	30,34	32,74	27,85	24,32	22,14	22,1	20,06	20	20,5
GUA-104	185,48	135,52	111,72	86,5	48,72	30,07	30,54	24,68	20,84	18,66	17,9	17,28	18,71	18,01
GUA-93	205,81	138,61	129,67	101,33	54,36	48,71	34,98	28,06	22,24	20,19	18,71	18,52	16,94	17,08